SERIE A,N° 3934
N° D'ORDRE:
4785

THESES

présentées

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES PHYSIQUES

PAR

Fernando SOEIRO

1re THESE.- " Contribution à l'étude du mouvement de l'humidité dans les milieux poreux isothermes."

2e THESE.- Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 16 juin 1962 devant la Commission d'examen.

MM. R. LUCAS Président

MALAVARD, SIESTRUNCK } Examinateurs.

SERIE A,N° 3934
N° D'ORDRE:
4785

THESES

présentées

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ES SCIENCES PHYSIQUES

PAR

Fernando SOEIRO

1re THESE.- " Contribution à l'étude du mouvement de l'humidité dans les milieux poreux isothermes."

2e THESE.- Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 16 juin 1962 devant la Commission d'examen.

MM. R. LUCAS Président

MALAVARD
SIESTRUNCK } Examinateurs.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

REMERCIEMENTS

Il nous est très agréable d'exprimer toute notre reconnaissance à :

M. Le Professeur R. LUCAS qui a bien voulu diriger ce travail,

M. le Professeur MALAVARD,

M. R. L'HERMITE, Directeur Général de la Recherche du Bâtiment et des Travaux Publics, qui nous a proposé le sujet de cette recherche et qui nous a prodigué des conseils au cours de ce travail.

Le Centre Expérimental du Bâtiment et des Travaux Publics, qui nous a donné les possibilités techniques et matérielles de mener à bien cette étude.

M. Michel KIKKINE, qui a participé à la réalisation des montages et des essais et à leur dépouillement avec beaucoup d'intelligence et de dévouement.

NOTATIONS

n = porosité

γ_d = densité sèche

G = densité des particules

γ_w = poids spécifique de l'eau = ρg

ρ = masse spécifique de l'eau

ξ = indice des vides

S_v = surface spécifique des grains par unité de volume de phase solide

S_w = surface spécifique des grains par unité de poids du matériau sec

S_m = surface spécifique des grains par unité de volume apparent du sol

w = teneur en eau pondérale, par rapport au poids sec du sol

w_v = teneur en eau volumique, par rapport au au volume apparent du sol

S = degré de saturation

Ψ = potentiel capillaire de l'eau retenue

F = énergie libre de l'eau retenue

s = succion de l'eau retenue

$pF = \log_{10} h$, où h est le potentiel capillaire ou la succion exprimée en cm. d'eau

A = tension capillaire de l'eau

a = rayon d'un tube capillaire ou d'un pore; rayon de courbure moyen d'un ménisque.

θ = angle de raccordement

p = tension de la vapeur de l'eau retenue dans un corps poreux

p_o = tension de la vapeur saturante à la même température

$n = p/p_o$ = humidité relative

R = constante universelle des gaz = $8,315 \times 10^7$ erg mole^{-1} °C^{-1}

M = masse moléculaire de l'eau

T = température absolue

g = accélération de la pesanteur

ω = pression osmotique

η = potentiel d'adsorption

v ou v_{liq} = vitesse de filtration ou vitesse apparente d'écoulement

k = coefficient de perméabilité à l'eau du milieu, cm/sec.

$\emptyset$ = potentiel total de l'eau ou charge hydraulique

z = cote d'un point par rapport à un plan de référence arbitraire

$\bar{\kappa}$ = coefficient de perméabilité intrinsèque du milieu, cm2.

p = pression de l'eau ou du liquide dans le corps poreux.

μ = coefficient de viscosité dynamique

m = rayon hydraulique

c = constante de Kozeny

T = coefficient de tortuosité

ρ = résistivité électrique d'un liquide

R = résistance électrique d'un corps

A = section

F = facteur de résistivité du milieu

I (S)= indice de résistivité relatif à la saturation S

k_r = perméabilité relative

f(a)= fonction de distribution de l'espace interstitiel d'un milieu poreux.

R = nombre de Reynolds = $\frac{vd\rho}{\mu}$

d = diamètre des particules

Ø = charge hydraulique de l'écoulement microscopique

D = coefficient de diffusivité de la phase liquide

I = intensité du rayonnement Y

μ = coefficient d'absorption du rayonnement Y

N)
n) = nombre d'impulsions par minute (rayons Y)

u = pression interstitielle.

I N T R O D U C T I O N

Le problème du mouvement de l'eau dans les sols est une préoccupation commune à plusieurs activités de l'Ingénieur. Ainsi l'Ingénieur routier, soucieux d'assurer la stabilité des assises des routes est amené à s'interroger sur les mécanismes des échanges d'humidité entre le sol, la nappe phréatique et l'atmosphère, et à mettre en oeuvre les moyens lui permettant de rester maître de la teneur en eau des sols. De même l'hydrologue, qui s'inquiète du sort de l'eau infiltrée dans les terrains de façon à être à même d'établir le bilan hydraulique d'un bassin versant ou d'une région, est obligé de se pencher sur les déplacements d'humidité dans un sol nu ou recouvert de végétation, soumis aux sollicitations climatiques de la région, et en fonction du régime hydrogéologique général. L'agronome, confronté avec le problème des besoins d'eau des plantes, chiffre les disponibilités en eau des terres à différentes époques et les quantités d'eau d'irrigation dont il faudra disposer.

Nous avons cherché dans ce travail à analyser les phénomènes de rétention et de véhiculation de l'eau pour un type de sol particulier : les sables, prototype des sols grossiers.

Les couches aquifères sont assez souvent des sables, des graviers sableux ou des grés. La ressource de la nappe étant déterminée à la fois par l'alimentation et par le régime des pertes, les mécanismes de rétention et de transfert, dans la mesure ou ils commandent ces deux paramètres, joueront un rôle déterminant. L'étude du mouvement de l'eau dans les sables présente, sous cet aspect, un intérêt pratique indéniable.

Par ailleurs, les sables s'apparentent à bien d'autres matériaux de construction comme les briques, les pierres, les roches et, en partie, au béton. L'étude effectuée sur les sables est susceptible d'un grand domaine d'application.

Les matériaux sableux présentent en outre l'intérêt de constituer un milieu où les phénomènes colloïdaux sont négligeables, et où on peut espérer que la géométrie des pores déterminera la répartition de l'humidité et la perméabilité du milieu à l'eau. Contrairement aux matériaux argileux qui font l'objet de nombreuses études depuis que Terzaghi a dévoilé le mécanisme de la consolidation, l'étude du mouvement de l'eau dans les sables n'intéresse les chercheurs que depuis une dizaine d'années. Cette étude est une étape nécessaire dans l'examen du comportement des matériaux non saturés, en général, argileux ou sablo-argileux.

Dans ce travail nous nous sommes limités aux mouvements d'eau en phase liquide, et dans des milieux isothermes. Des essais que nous avions effectués précédemment nous avaient montré l'importance que des échanges en phase vapeur pouvaient prendre lorsque le matériau est soumis à un gradient thermique. Toutefois, pour limiter le domaine de nos recherches, nous avons préféré laisser de côté les échanges en phase vapeur.

Notre contribution à l'étude des transferts en phase liquide porte essentiellement sur les aspects physiques des phénomènes de rétention de l'eau, sur la perméabilité à l'eau retenue d'un milieu non saturé, et enfin, sur les équations décrivant le mouvement et l'équilibre de l'eau dans un tel milieu et leur domaine d'application.

CHAPITRE I

GENERALITES SUR L'EAU DANS LES SOLS

La proportion d'eau dans un sol joue un rôle fondamental dans son comportement sous l'action des sollicitations extérieures (charges, échanges avec la nappe ou l'atmosphère, etc....). La Mécanique des Sols, dans le sens défini par TERZAGHI en 1925 est née de l'examen des incidences que la teneur en eau et ses variations dans le temps peuvent avoir sur la stabilité des structures que l'ingénieur construit sur les terrains (fondations) ou exécute avec de la terre (barrages, routes, certaines constructions).

Les premières études dans cette voie ont porté sur les milieux saturés, et notamment les sols argileux courants en certaines régions d'Europe. C'est ainsi qu'a été mis en évidence le mécanisme du tassement différé des bâtiments fondés sur des argiles saturées et la théorie de la consolidation qui l'explique est une pierre angulaire de la Mécanique des Sols moderne.

L'objectif de notre étude est d'aborder les transferts d'humidité dans les matériaux, saturés ou non, provoqués non seulement par des surcharges, mais aussi par tout autre sollicitation : variation du niveau de la nappe, évaporation vers l'atmosphère, gradients thermiques, infiltrations d'eau superficielles, etc....

Dans cette étude, nous nous occupons tout particulièrement des matériaux sableux, laissant de côté les phénomènes colloïdaux qui interviennent dans les matériaux argileux. Dans le cas des sables, la géométrie de l'espace interstitiel est le facteur déterminant et il peut être observé à l'état pur.

Cette recherche comporte deux parties : expérimentale et théorique.

Toutefois, avant de développer ces deux aspects, nous allons situer notre sujet dans l'évolution historique des concepts.

I.I - Concepts relatifs à l'eau dans les sols - Historique

Les sols sont constitués par un assemblage de particules de dimensions et formes variables suivant les types de sol. Les grains solides représentent les parois d'un espace continu de géométrie très complexe qu'on appelle les pores. Comme pour les particules on parle couramment de granulométrie des pores ce qui presuppose une définition géométrique précise du "pore". Ceci est beaucoup plus difficile que pour les grains solides, étant donné la géométrie de l'espace interstitiel.

L'humidité du matériau occupe une partie plus ou moins importante de cet espace. La configuration de l'eau et la quantité par unité de volume ou par unité de masse du solide joue un rôle très important dans le comportement des sols sableux, limoneux ou argileux.

Le transfert d'humidité dans les sols ou dans les milieux poreux est un phénomène qu'on rencontre dans de multiples situations, aussi bien en mécanique des sols, que dans d'autres domaines.

Comme exemples, on peut citer l'écoulement de l'eau dans les couches aquifères vers un puits de captage, sous un barrage en charge, ou vers une fouille de fondation. On peut citer aussi l'humidification des sols au contact de l'eau.

Il est utile de distinguer dans l'eau qui se trouve dans un matériau l'eau retenue par l'ossature solide, et l'eau libre qui s'écoule librement sous l'action de la pesanteur. L'écoulement de l'eau libre a fait l'objet de nombreuses études qui constituent l'hydraulique laminaire des milieux poreux saturés. Nous allons examiner dans cette étude les transferts intéressant surtout l'eau retenue.

Dans le deuxième exemple que nous avons donné plus haut, l'humidité qui se trouve au-dessus de la nappe d'eau est essentiellement de l'eau retenue par l'attraction entre l'eau et le squelette solide du sol.

Ce phénomène qui rappelle de très près l'ascension de l'eau dans des tubes capillaires, fait l'objet de recherches depuis le début de ce siècle.

La similitude avec les phénomènes observés dans les tubes capillaires, a constitué dès le départ une voie pour aborder l'étude des phénomènes de rétention et migration de l'eau dans les matériaux. A cet effet, on a été amené à remplacer les sols par des modèles capillaires. Le type même

de ces modèles est le faisceau de tubes capillaires disposés suivant un certain ordre (parallèlement, orthogonalement, etc..) ou au hasard, dans n'importe quelle direction, pouvant être ou non reliés entre eux, d'un diamètre constant d'une extrémité à l'autre de chaque tube. Des modèles de ce type ont été utilisés en mécanique des sols par TERZAGHI[1] (I943), PELTIER (I953), FERRANDON (I948), LAMBE (I956), MARIOTTI et DELARUE (I954), entre autres. KOZENY (I927) a proposé un autre modèle pour représenter les milieux poreux : les canaux ou tubes capillaires comportent des tronçons en série de différents diamètres et longueurs. Les dimensions des capillaires sont fonction de la porométrie du milieu.

Ces deux types de modèles pressuposent un certain ordre. Tout récemment, SCHEIDEGGER (I954), entre autres, a postulé le désordre total dans l'arrangement des particules - le milieu étant remplacé par un chaos de particules, et a abordé l'écoulement dans un tel milieu par un traitement statistique.

Dans tous ces modèles, ordonnés ou désordonnés, on fait appel pour décrire l'écoulement des fluides dans les pores du milieu aux équations de NAVIER-STOKES, et pour déduire la répartition de l'humidité dans l'espace interstitiel aux lois des phénomènes capillaires. Cette façon de

---

(1) Les références sont rassemblées et classées par sujets, dans l'annexe 2, "Bibliographie relative à l'eau dans les sols".

traiter le problème de l'humidité a rencontré un succès considérable. Toutefois, il est évident qu'un tel traitement est handicapé par les simplifications introduites par les modèles, d'une part, et d'autre part par la complexité de l'écoulement dans les pores. Ceci a limité l'emploi de la méthode aux matériaux pulvérulents, ou à structure rigide, et relativement grossiers. Le recours au modèle permet néanmoins comme nous le verrons au cours de cette recherche, d'interpréter certains phénomènes aisément.

BUCKINGHAM, en 1907 a inauguré une autre voie pour l'étude de l'eau dans les sols. Considérons deux morceaux d'un même corps poreux à des teneurs en eau différentes. Si ces deux morceaux sont mis en contact intime, on constate que des échanges d'humidité ont lieu du sol humide vers le sol sec, en général. Nous pouvons rapprocher cet écoulement d'humidité du courant électrique ou du flux de chaleur dans un conducteur soumis à une différence de potentiel électrique ou de température. Par analogie, et nous verrons plus loin dans quelle mesure cette analogie est justifiée, nous dirons que le mouvement de l'eau du sol humide vers le sol sec est associé à une différence de potentiel de l'eau retenue dans le sol sec et dans le sol humide. Nous pouvons définir ce potentiel que nous appellerons <u>potentiel capillaire</u> ou <u>succion</u> s comme étant l'énergie qu'il faut fournir à l'unité de masse d'eau pour la transporter depuis un plan d'eau libre jusque dans le sol à la teneur en eau w, l'eau libre et le sol étant à la même température, et le sol étant libre de toute sollicitation extérieure.

Le flux d'humidité est relié au gradient de potentiel capillaire par une relation linéaire, le coefficient de proportionnalité représentant la perméabilité ou la conductivité du sol à l'eau. Ceci équivaut à généraliser la loi de Darcy aux transferts d'eau retenue. Toutefois, la conductivité ou la perméabilité sont très sensibles à la teneur en eau du matériau et ne sont pas constants.

Ces notions ont été appliquées en mécanique des sols grâce aux travaux de SPANGLER (I94I) aux U.S.A. et de CRONEY et COLEMAN (I948) au Road Research Laboratory, en Angleterre.

Le potentiel capillaire, qui a été identifié à un potentiel de pression, déterminé par la dépression capillaire introduite par la courbure de la surface libre dans les pores, par GARDNER, en I920, a été ensuite mesuré au laboratoire et sur le terrain par RICHARDS (I928, I93I). RICHARDS (I93I) a par ailleurs mis en évidence expérimentalement la grande sensibilité de la perméabilité des matériaux non saturés aux variations de teneur en eau.

Le potentiel capillaire ou succion a été ensuite généralisé par la considération de l'énergie libre de l'eau retenue (SCHOFIELD I935), (EDLEFSON et ANDERSON I94I) qui permet de tenir compte, en toute généralité, des effets osmotiques dus aux sels en dissolution dans l'eau et de l'action des forces d'adsorption des particules solides sur l'eau, en dehors des phénomènes proprement capillaires.

I.2 - Objet de la présente recherche

Nous avons déjà indiqué le but de la présente recherche : étude expérimentale des échanges d'humidité dans les milieux sableux et comparaison et interprétation avec les lois générales régissant ces phénomènes.

Notre programme d'étude comprend :

- l'étude expérimentale des forces de rétention de l'eau dans les milieux sableux, interprétation microphysique et thermodynamique de ces forces;

- détermination des propriétés de transmission d'humidité de deux sables, généralisation de la loi de Darcy aux milieux non saturés et interprétation physique du coefficient de perméabilité de ces milieux;

- examen des transferts dans les milieux poreux, dans des conditions isothermes et établissement des équations fondamentales du mouvement de l'eau retenue. Comparaison des résultats expérimentaux avec les prévisions théoriques dans le cas d'échantillons de petites dimensions et de colonnes de I,00 m. de hauteur.

Nous allons développer successivement ces différents points.

CHAPITRE II

LE SYSTEME EAU-SOL : POTENTIEL CAPILLAIRE OU SUCCION

II.I - Introduction - Définitions préliminaires

L'eau dans les sols évolue à l'intérieur d'un espace délimité par l'architecture solide du sol.
Il importe de caractériser le milieu et le système eau-sol A cet effet, nous présentons quelques définitions préliminaires indispensables dans les développements ultérieurs.

Le milieu est caractérisé par les paramètres suivants :

- porosité n - que représente le volume occupé par les pores par unité de volume apparent du milieu.

- densité sèche Y_d - qui exprime la quantité de matière solide dans l'unité de volume apparent du sol.
Si G est la densité des particules :

$$Y_d = G\ (1 - n)\ Y_w \qquad (2\text{-}1)$$

où Y_w est le poids spécifique de l'eau.

Couramment, on emploie aussi l'indice des vides qui définit le volume des vides par unité de volume des éléments solides. Il est facile de voir que

$$\mathcal{E} = \frac{n}{1 - n} \qquad (2\text{-}2)$$

En ce qui concerne les particules élémentaires qui constituent la phase solide il est habituel de spécifier ;

- la dimension des particules et la proportion des particules de chaque classe de dimension dans le mélange où l'agrégat.
  C'est ce que nous appellerons la granulométrie et qui s'exprime par la courbe granulométrique du sol. Ces courbes permettent par ailleurs de définir le diamètre moyen, le coefficient d'uni formité du sol, comme il est courant de procéd en statistique.

- la forme et l'état de surface des particules.

- la nature minéralogique ou chimique des éléments solides.

- la surface spécifique du solide, qui exprime la surface totale des particules par unité de poids du matériau sec (S_w) ou par unité de volume de la phase solide (S_v).

Le diamètre des particules, la forme et la natur minéralogique sont en général reliés entre eux : ainsi les sables sont souvent siliceux ou calcaires, avec des particules relativement sphéroïdales, alors que les argiles comprennent des éléments plats ou des bâtonnets. L'état de surface des particules moyennes et grossières traduit essentiellement la genèse des matériaux : arrondi pour les matériaux roulés dans l'eau, non usés pour les sols provenar de la décomposition des roches mères in situ.

Pour caractériser la géométrie de l'espace interstitiel on utilise les notions de diamètre des pores, de porométrie, représentant, en quelque sorte, le spectre des dimensions des pores. On peut définir le diamètre des pores pour n'importe quel point de l'espace interstitiel comme étant le diamètre de la plus grande sphère inscrite entièrement entre les parois des pores et comprenant le point donné. De cette façon nous rattachons à chaque point de l'espace interstitiel un diamètre. La porométrie du corps poreux définit le volume occupé par les pores de chaque classe de diamètre dans le milieu.

Lorsque le milieu est humide, une partie ou la totalité des pores est remplie d'eau. Pour caractériser le matériau il est indispensable de définir la teneur en eau. La teneur en eau pondérale w représente la quantité d'eau contenue dans une masse de sol rapportée à la masse des particules . La teneur en eau volumique w_v est donnée par le rapport du volume d'eau au volume apparent de la masse de sol. La quantité d'eau est déterminée, d'une façon conventionnelle,par étuvage à 105º. La teneur en eau volumique s'exprime en fonction de la teneur en eau pondérale par l'équation :

$$w_v = \gamma_d \cdot w / \gamma_w . \qquad (2.3)$$

On emploie aussi le degré de saturation S qui représente le pourcentage du volume des pores occupé par l'eau. La teneur en eau volumique est égale

$$w_v = S\, n. \qquad (2.4)$$

Dans le cas des milieux humides il importe de spécifier la composition de l'eau dans le sol, par l'indication des sels et des gaz qui se trouvent en dissolution dans l'eau, ou adsorbés sur la surface des particules.

Les matériaux non saturés sont des corps à trois phases : solide, liquide et gazeuse. Pour ces matériaux on fait appel à la notion de teneur en air, qui s'exprime par le pourcentage du volume du sol occupé par l'air ou par la phase gazeuse.

Le comportement des sols est très affecté par leur teneur en eau. Il est connu, par l'expérience de tous les jours, que l'augmentation de l'humidité d'un sol est accompagnée d'une diminution de sa résistance ou de sa portance. Toutefois, des matériaux différents à la même teneur en eau peuvent présenter des résistances très différentes. Les propriétés d'un matériau dépendent plutôt de l'état physique de l'eau que de sa teneur en eau.

II.2 - Le potentiel capillaire

Pour définir l'état de l'eau retenue dans un corps poreux indépendamment du type de forces en jeu, nous prendrons comme état de référence l'eau pure à la même température, et nous le caractériserons par l'énergie à dépenser contre les forces de rétention de l'eau dans le corps pour transporter l'unité de masse d'eau depuis l'eau libre jusque dans la masse

d'eau du sol, supposée suffisamment grande. Cette énergie constitue ce que nous appelons le potentiel capillaire Ψ, l'énergie F ou la succion s de l'eau retenue. Cette énergie peut être mise en évidence par le montage suivant (fig. II.I) constitué par un réservoir d'eau pure et dégazée, coiffé avec une pierre poreuse, et relié à un tube gradué par l'intermédiaire duquel nous pouvons soumettre l'eau à un vide. Si nous plaçons sur la pierre un corps poreux à une certaine teneur en eau, nous constatons qu'un pompage d'eau s'établit. Si nous soumettons l'eau du réservoir à un vide croissant, il y a une dépression P pour laquelle le mouvement de l'eau dans le tube gradué s'arrête. L'énergie libre de l'eau dans le réservoir et dans le corps est alors identique et elle est définie par Pv, ou v est le volume spécifique de l'eau. Couramment, nous exprimons l'énergie libre de l'eau par la dépression P qui mesure le pouvoir de succion du matériau. Etant donné l'étendue des valeurs de la succion d'un matériau depuis l'état saturé jusqu'à l'état sec, où elle peut atteindre plusieurs centaines d'atmosphères, il est courant d'exprimer la succion en fonction du logarithme décimal de la dépression donnée en cm d'eau h, ce qui constitue l'échelle du $pF = \mathrm{Log}_{10} h$.

Le potentiel capillaire ou la succion sont définis par rapport à un échantillon dégagé de toutes sollicitations extérieures.

Dans les matériaux pulvérulents, les variations de la teneur en eau sont accompagnées par la création d'une phase gazeuse avec interfaces eau-air. L'équilibre thermo-

dynamique entre la vapeur d'eau et l'eau à ces interfaces est régi par la loi de Kelvin :

$$\frac{RT}{M} \log_e p/p_o = - \frac{2 A \cos}{a} \frac{I}{\rho} \qquad (2.5)$$

p = tension de la vapeur d'eau retenue dans le corps poreux.

p_o = tension de la vapeur saturante à la même température.

H = p/po = humidité relative

R = constante universelle des gaz
= 8,3I5 x IO^7 erg mole $^{-I}$ $^{o}C^{-I}$

M = masse moléculaire de l'eau

T = température absolue

A = tension capillaire

θ = angle de raccordement

a = rayon de courbure moyen du ménisque

ρ = densité de l'eau.

L'examen de cette expression nous permet de prévoir que dans l'atmosphère d'un corps poreux la tension de la vapeur d'eau est en général inférieure à celle de l'eau pure à la même température, et cette différence sera d'autant plus sensible que le rayon des ménisques est plus faible, ou, ce qui est équivalent, que la teneur en eau soit plus faible. A l'effet de courbure des ménisques peut d'ailleurs

s'ajouter l'action des champs d'adsorption des particules et des sels en dissolution dans l'eau du corps.

Il est facile de voir que le premier terme de la formule (2.5) représente l'énergie libre, par unité de masse de la vapeur d'eau du matériau par rapport à l'eau pure. En effet :

$$F = \int_{p_o}^{p} v\,dp = \frac{RT}{M} \log_e \; p/p_o = - g\, h \qquad (2.6)$$

qui, du reste, par définition du potentiel capillaire, est égale à - hg, où h est la hauteur d'eau équivalente à l'énergie libre (h représente la profondeur d'une nappe d'eau réelle ou fictive).

L'équilibre des deux phases en présence dans les corps poreux non saturés se traduit par l'équation fondamentale :

$$H = \frac{p}{p_o} = e^{-\frac{\Psi g M}{RT}} \qquad (2.7)$$

ou Ψ est le potentiel capillaire exprimé en cm d'eau. C'est l'équation de l'équilibre isotherme de l'atmosphère du corps poreux, déduite en toute généralité, avec ou sans continuité des films d'eau, à condition, toutefois, de négliger les effets osmotiques. L'équation 2.6 montre par ailleurs que dans un corps poreux en équilibre avec une nappe phréatique la répartition des pressions de la phase liquide est hydrostatique.

Les expressions précédentes permettent de déduire une relation entre le pF, la succion s ou l'énergie libre F et l'humidité relative H %. En effet :

$$pF = \log_{10} h = \log_{10} 2{,}3 \frac{RT}{Mg} + \log_{10} (\log_{10} 100 - \log_{10} H)$$

soit :

$$pF = 6{,}502 + \log_{10} (2 - \log_{10} H) \qquad (2.4)$$

pour $T = 293°k$

Dans le tableau suivant nous donnons les valeurs de ces grandeurs.

TABLEAU 2.I

pF	Hauteur d'eau[1] équivalente h cm	Succion $s = \rho\, gh$ kg/cm2	Humidité relative H %
0	I	$I0^{-3}$	$\sim$ I00
I	I0	$I0^{-2}$	$\sim$ I00
2	$I0^{2}$	$I0^{-I}$	99,99
3	$I0^{3}$	I	99,92
4	$I0^{4}$	I0	99,27
5	$I0^{5}$	$I0^{2}$	93,00
6	$I0^{6}$	$I0^{3}$	48,43
7	$I0^{7}$	$I0^{4}$	0,07
$-\infty$	0	0	I00

(1) L'énergie libre F = gh en erg/g s'obtient à partir de cette colonne par multiplication par 980 ou $\sim I0^{3}$

Remarquons que l'expression (2.5) nous montre que le degré d'humidité relative H, pour une certaine teneur en eau (a = constante) est une fonction de la température. En effet, la tension capillaire A et la densité de l'eau sont des fonctions bien connues de la température, et il est possible de connaître la variation de H avec la température, et aussi celles du pF, de la succion s et de l'énergie libre. Il est facile de montrer que si H_I et H_2 sont les humidités relatives respectivement aux températures T_I et T_2, nous avons la relation approchée :

$$\frac{\log_{10} H_I}{\log_{10} H_2} = \frac{A_I \rho_2 T_2}{A_2 \rho_I T_I} \qquad (2.9)$$

L'influence de la température sur le pF et la succion découlent immédiatement de 2.6, qui donne gh. Sur les figures 2.2 et 2.3 nous avons représenté les fonctions H (T) et pF (T).

Dans l'étude expérimentale que nous avons effectuée du système eau-sol, nous avons employé deux milieux sableux : un sable fin, dit sable de Fontainebleau, caractéristique du bassin parisien et un sable dunaire, en provenance d'El Oued, au Sahara, et appelé ci-après sable d'El Oued.

Nous allons passer en revue les principales propriétés de ces milieux avant d'étudier expérimentalement l'énergie libre du système eau-sol.

II.3 - Propriétés des milieux sableux étudiés

Nous avons étudié les propriétés de l'ossature et notamment des particules.

II.3.I-Sable de Fontainebleau

Le sable de Fontainebleau est une formation très développée dans le bassin Parisien, atteignant à certains endroits des épaisseurs considérables. Du point de vue géologique, le sable de Fontainebleau se classe dans le stampien.

Le matériau utilisé dans nos essais est un sable très pur, blanc, essentiellement siliceux avec des traces de quelques sels provenant des eaux phréatiques : des carbonates et des sulfates de chaux et magnésie. Les grains de sable sont d'une forme régulière, isodimensionnels, et luisants quand ils sont observés au microscope (fig.2.4).

L'analyse mécanique du matériau par tamisage nous a permis de tracer la courbe granulométrique (fig.2.5) et d'en déduire la valeur de la surface spécifique qui est de l'ordre de I00 cm2/g ou de 260 cm2/cm3 de matière solide.

Dans cette étude, le matériau a été compacté à des densités sèches élevées, de l'ordre de I,72, pour éviter les structures instables, susceptibles d'évoluer après humidification ou percolation de l'eau.

Le poids spécifique des particules est en moyenne de 2,65.

II.3.2 - Sable d'El Oued

Il s'agit d'un sable du désert de la région d'El Oued, au Sahara. Du point de vue géologique, il se classe dans les formations du miocène.

Du point de vue minéralogique, nous avons affaire à un sable presque exclusivement siliceux, les grains de quartz représentant 90 % du matériau en moyenne. On rencontre en petites quantités des minéraux lourds, comme l'épidote, lezircon et le rutile et parfois la tourmaline et les grenats. Du gypse et du calcaire sont aussi présents, ainsi que des oxydes de fer qui colorent légèrement le sable. L'examen au microscope (fig. 2.6) montre que certaines particules sont émoussées et luisantes ce qui dénote une très longue usure dans l'eau, alors que d'autres, sous l'action du vent, sont devenues mates.

La courbe granulométrique a été déterminée par tamisage, fig. (2.7). En admettant que les particules sont sensiblement sphériques, nous avons calculé à partir de la courbe granulométrique la surface spécifique :

S_w = I35 cm2/g et S_v = 360 cm/cm3 de matière solide.

Le poids spécifique des grains est en moyenne de 2,65.

Pour l'étude des échanges d'eau, nous avons amené systématiquement le matériau à une densité sèche de I,80.

II.4 - Etude expérimentale de l'énergie libre du système eau-sable.

Pour déterminer la relation succion ou énergie libre de l'eau en fonction de la teneur en eau du corps poreux, nous avons fait appel à un ensemble de méthodes permettant de couvrir toute la plage des valeurs de succion depuis l'état sec à l'état saturé des matériaux.

II.4.I - Méthodes expérimentales

Dans le tableau suivant nous indiquons l'ensemble des méthodes dont nous disposons pour ces mesures. Nous avons groupé les méthodes de mesure en deux grands groupes : méthodes directes et méthodes indirectes. Les méthodes directes ne font intervenir que la phase liquide des sols, ce qui les distingue des méthodes indirectes.

Dans toutes les méthodes directes (figs 2.I et 2.8) on cherche à déterminer pour chaque teneur en eau de l'échantillon intact ou remanié selon le problème particulier à étudier, les conditions d'équilibre du sol avec de l'eau libre. Pour certaines de ces méthodes (plaque de succion, tensiomètre, centrifugeuse), l'équilibre est atteint par la mise en dépression de l'eau libre en contact avec le sol par l'intermédiaire d'une plaque poreuse, cette dépression mesurant la succion du sol. Dans le cas de la chambre de pression, l'eau libre est maintenue à la pression atmosphérique, mais l'échantillon au contraire est soumis à une

TABLEAU 2.2

Méthodes de mesure de la succion

	En laboratoire	Dans le domaine l'échelle des pF
Méthodes directes	Plaque de succion (fig. 2.I)	pF 0 - pF 3
	Tensiomètre	pF 0 - pF 3
	Centrifugeuse	pF 3 - pF 4,5
	Chambre de pression (fig.2.8)	pF 0 - pF 5
	Oedomètre (pour les argiles saturées seulement)	pF 2 - pF 4
	Colonnes de sols (pour les sables seulement)	pF 0 - pF 3
Méthodes indirectes	Cryomètre	pF 3 - pF 4
	Dessiccateur sous vide (fig. 2.9)	pF 4,5 - pF 7
	Balance d'adsorption	pF 4,5 - pF 7

pression appliquée par de l'air comprimé. Pour des argiles saturées, la courbe de succion peut être déterminée à l'oedomètre et dans ce cas la pression est transmise au sol par un piston.

L'organe essentiel de tous ces appareils est la pierre poreuse qui doit avoir les pores suffisamment petits pour que l'air ne passe pas à travers, sous la différence de pression existant de part et d'autre de la membrane poreuse, tout en assurant la continuité de la phase liquide de l'échantillon avec l'eau du réservoir. Les appareils à dépression sont limités à un pF égal à 3, exception faite de la centrifugeuse qui permet d'obtenir des dépressions supérieures à dix atmosphères. La chambre de pression peut être utilisée jusqu'à des valeurs de l'ordre de pF = 5, et sur certains appareils spécialement étudiés on peut atteindre des pF de l'ordre de 6. Dans ces cas toutefois, il devient très délicat d'assurer la continuité de l'eau de part et d'autre de la membrane poreuse.

En général, pour des valeurs du pF supérieures à 4,5 il faut recourir à des méthodes indirectes. Une des méthodes couramment utilisées consiste à introduire un échantillon dans un dessicateur sous vide où l'humidité est contrôlée par une solution d'acide sulfurique de concentration connue (fig. 2.9). La succion est proportionnelle au logarithme du degré hygrométrique de l'atmosphère, à l'équilibre. La balance d'adsorption est un raffinement de cette méthode permettant d'effectuer la mesure continue de la teneur en eau d'équilibre du matériau pour les différents

degrés hygrométriques. Le cryomètre utilise l'abaissement du point du fusion de l'eau en fonction de l'énergie libre de l'eau retenue.

Dans nos essais nous avons employé la plaque de succion, la chambre de pression et les colonnes des sols, et pour les pF élevés le dessiccateur sous vide, à l'acide sulfurique.

Sur la planche 2.I nous donnons quelques photo. du matériel utilisé.

II.4.2 - Courbes de succion

Nous avons déterminé pour chacun des deux sables la variation de la succion avec la teneur en eau, par les méthodes décrites précédemment.

Cette détermination a été effectuée tout d'abord avec un matériau complètement saturé, de succion nulle, et qui a été ensuite soumis à des succions croissantes et s'est successivement desséché. Le matériau compacté a une densité de I,72 a séjourné progressivement sur la plaque de succion, dans la chambre de pression et finalement dans le dessiccateur sous vide, en commençant par celui à pF = 4,5 et finissant par celui à pF = 7. A la fin de ce cycle, le matériau se trouvait complètement desséché.

Ensuite, nous avons opéré sur un matériau sec et nous lui avons fait subir le même cycle d'opérations en diminuant successivement la succion à laquelle le matériau est soumis, ce qui entraîne l'humidification ou l'imbibition graduelle du matériau.

Nous avons obtenu de cette façon deux courbes de succion correspondant aux deux états initiaux des matériaux: état sec et état saturé. Ce sont respectivement les courbes d'imbibition et de drainage.

Sur les figures 2.10 et 2.11 sont représentées les courbes de succion pour le sable de Fontainebleau et pour le sable d'El Oued, en fonction du pF et de la teneur en eau pondérale.

Aussi bien pour le sable de Fontainebleau que pour le sable d'El Oued, les graphiques montrent une hystérésis entre les courbes d'imbibition et de drainage. Nous avons représenté, dans une échelle linéaire, en fonction de la teneur en eau et du degré de saturation, les mêmes résultats pour une succion 2,00 m. d'eau (fig. 2.12, 2.13, 2.14 et 2.15).

L'explication de cette hystérésis peut être recherchée dans l'effet de goulot. En effet, les pores présentent un rétrécissement de section suivi d'un épanouissement, qui constitue un véritable goulot. Au fur et à mesure du drainage d'un sol saturé, on peut isoler à l'intérieur des pores, des quantités d'eau considérables. Par contre, lors de l'humidification du matériau, l'humidité se concentre tout

d'abord dans les régions de plus faible diamètre, ce qui fait que des bulles d'air peuvent rester emprisonnées dans les gros pores.

Remarquons aussi que la surface de la boucle d'hystérésis dépend de l'amplitude des variations de succion. Pour un cycle intermédiaire (fig. 2.I3), l'hystérésis est beaucoup moins accentuée.

Les courbes 2.I4 et 2.I5 permettent de ramener les courbes à une même échelle des abcisses et mettent en évidence l'influence de la granulométrie, et tout particulièrement de la surface spécifique sur la relation $\psi(S)$.
En effet, le sable d'El Oues qui a une surface spécifique plus grande manifeste pour des succions identiques un coefficient de remplissage des pores plus élevé.

L'examen des courbes de succion montre l'existence de trois zones distinctes :

- corps saturé ($S = 1$) sans phase gazeuse continue.

Le matériau subit des succions sans changement de teneur en eau. La courbure des ménisques des pores superficiels augmente et équilibre la dépression appliquée. La succion maximum ne dépasse guère 20 ou 25 cm. d'eau.

- corps semi-saturé (eau funiculaire), avec deux phases, liquide et gazeuse, continues. Cette zone de la courbe de succion est caractérisée par la vidange de la plupart des pores (sur la courbe de drainage) l'eau se réfugiant successivement dans les pores les plus étroits, et entrainant finalement la division de la phase liquide.

- corps à phase liquide divisée (eau pendulaire)

Les variations de teneur en eau sont très peu accentuées et elles interviennent surtout par des échanges en phase vapeur, la perméabilité à l'eau liquide étant devenue nulle.

En examinant, dans le chapitre suivant, la perméabilité de ces matériaux à l'eau on trouvera confirmation de ce point.

II.5 - Discussion et interprétation de la relation succion - teneur en eau

Entre les forces de rétention de l'eau dans les sols on peut distinguer :

- les forces d'adsorption, forces du type Van der Waals - London, d'un rayon d'action très réduit. D'après les expériences classiques de Quincke sur les phénomènes capillaires le rayon d'action ne dépasserait pas 0,05 μ. Terzaghi et Peck avancent le chiffre de 0,1 μ pour les sols. Appelons π l'énergie mise en jeu par ces forces par unité de volume d'eau

- les forces de pression. La courbure des ménisques dans les pores crée au voisinage de l'interface une dépression dans l'eau, fonction du rayon de courbure moyen. La pression dans l'eau peut d'ailleurs varier à l'intérieur de la masse d'eau. Soit P la pression.

- <u>les forces osmotiques</u> provenant de la présence de sels dans l'eau et du complexe adsorbé au voisinage de la particule (équilibre de Donnan). Désignons par ω la pression osmotique correspondante.

Le potentiel capillaire (ou succion) est en définitive la résultante de ces actions, et nous pouvons écrire:

$$\Psi = P - \omega - \pi \qquad (2.10)$$

Etant donné le faible rayon d'action des forces d'adsorption, la quantité d'eau retenue par ces effets est en général assez faible. Pour les matériaux qui nous concernent, cette quantité est de l'ordre de :

$$w = 100 \text{ cm}^2/\text{g} \times 0{,}1 \sqrt{\mu} \times 10^{-4} = 0{,}1 \%$$

en prenant pour surface spécifique la valeur de 100 cm2/g

Par contre, le terme ω peut atteindre des valeurs assez élevées surtout aux faibles teneurs en eau, la concentration en sels augmentant à ce moment. Un calcul simplifié basé sur la loi de Vant'Hoff des solutions étendues montre que pour les concentrations habituelles dans les eaux la pression osmotique peut varier entre 100 et 500 g/cm2. Pour l'eau pendulaire, si on envisage une augmentation de la concentration de l'ordre de 100, $10 < \omega < 50$ kg/cm2

Les méthodes de mesures directe de la succion ne nous donnent que le terme P. Par contre, la détermination indirecte par la méthode du dessiccateur ou par cryoscopie nous fournit la somme des trois termes.

Du point de vue de l'ingénieur, le terme important est le terme P, qui intervient dans la stabilité des sols.

Toutefois, dans cette étude, nous avons pris la précaution de délaver au préalable les sols et de les saturer à l'eau distillée pour éviter l'influence de la pression osmotique.

On peut donc pour les sables essayés, écrire :

$$\Psi = \frac{2\,A}{a} \qquad (2.11)$$

ce qui nous permet de déterminer la porométrie du milieu, à partir des courbes de succion. Il est évident, étant donné la multiplicité des courbes de succion que nous n'aurons pas une définition précise du spectre des pores. Cette détermination effectuée pour les courbes de succion de drainage nous a permis de tracer les courbes porométriques des deux sables, données sur les fig. 2.5 et 2.7.

On peut dire que dans le cas des matériaux pulvérulents la relation (Ψ, w) est une relation essentiellement géométrique, le rayon de courbure a étant directement relié à la teneur en eau. Toutefois, la complexité de la géométrie de l'espace interstitiel nous oblige à recourir à l'expérimentation pour la déterminer. Sa connaissance nous permet cependant de déduire les propriétés du milieu en ce qui concerne la rétention et la véhiculation de l'eau.

Planche 2.1 Appareils pour la mesure de la succion des sols.

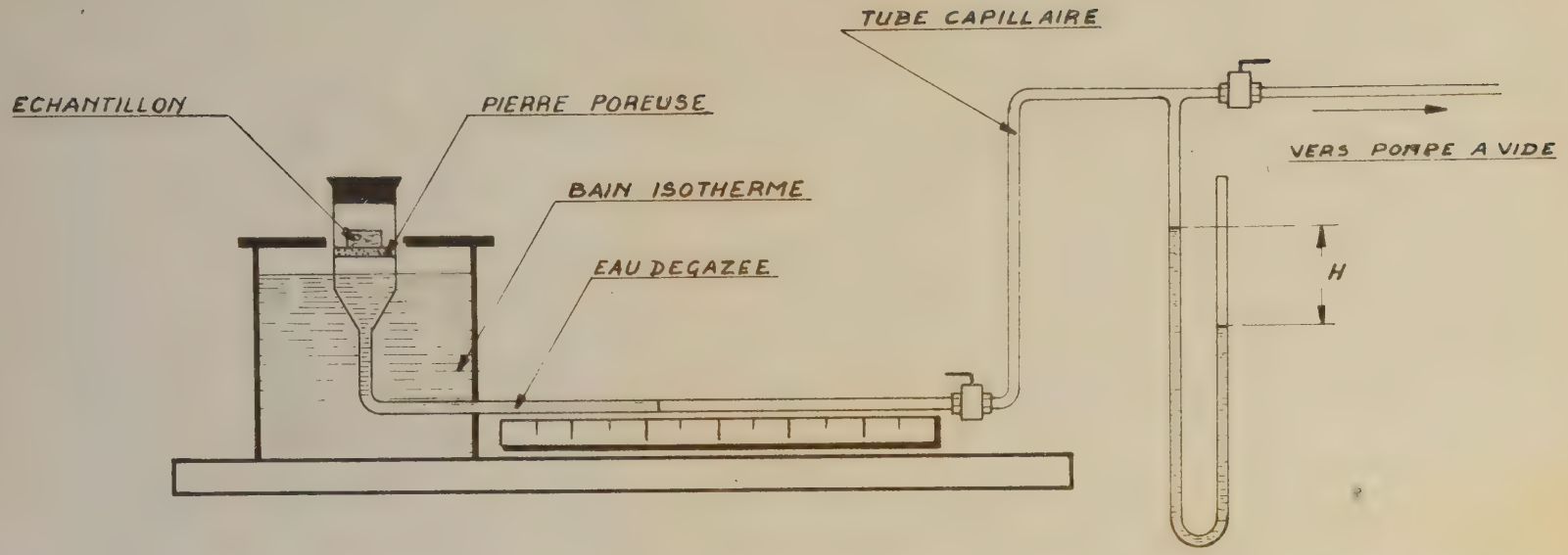


Fig : 2.1 Plaque de succion

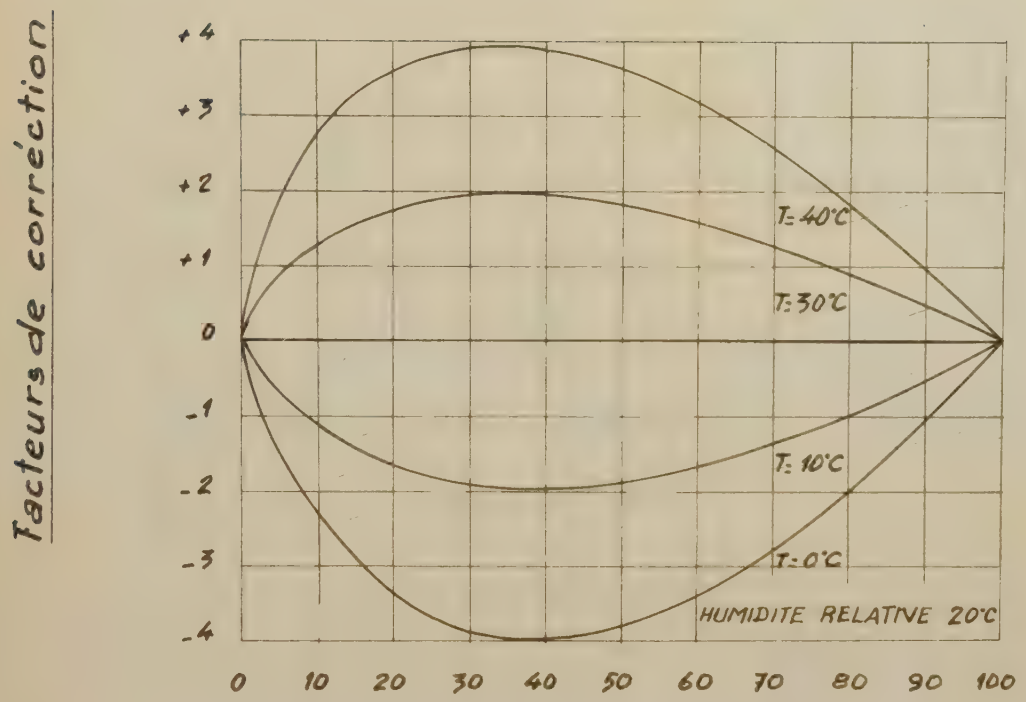


Fig: 2.2 Correction à apporter à l'humidité relative du sol à 20°C pour obtenir l'humidité relative à diverses températures

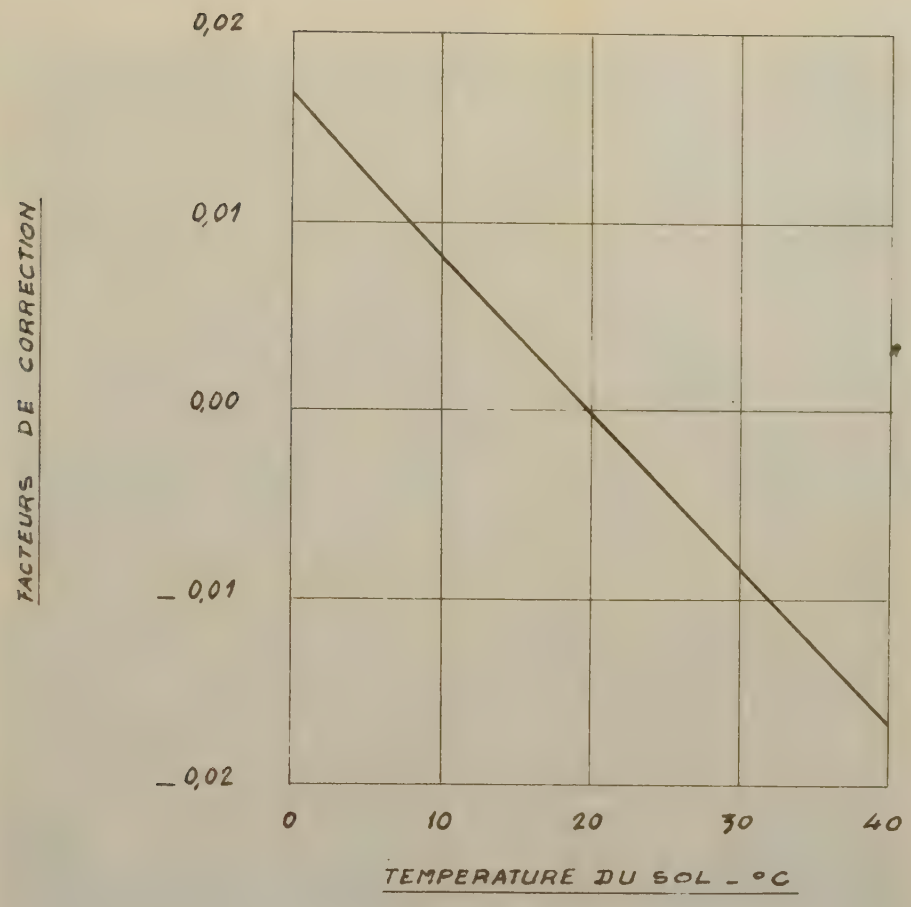


Fig: 2.3 Correction à apporter au pF du sol à 20°C pour obtenir pF à diverses températures

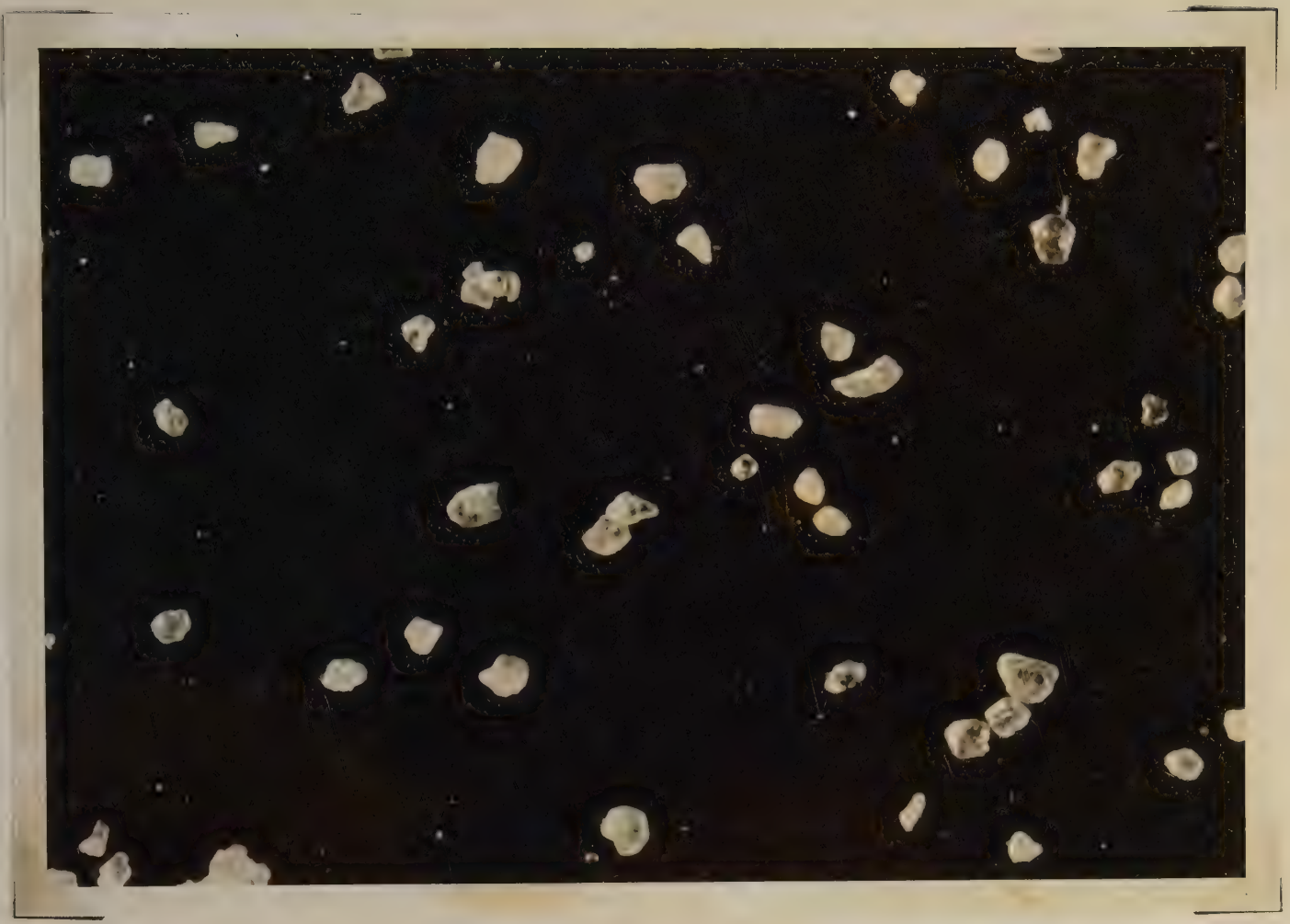


Fig : 2.4 Microphotographie du sable de Fontainebleau.

(agrandissement x 24)

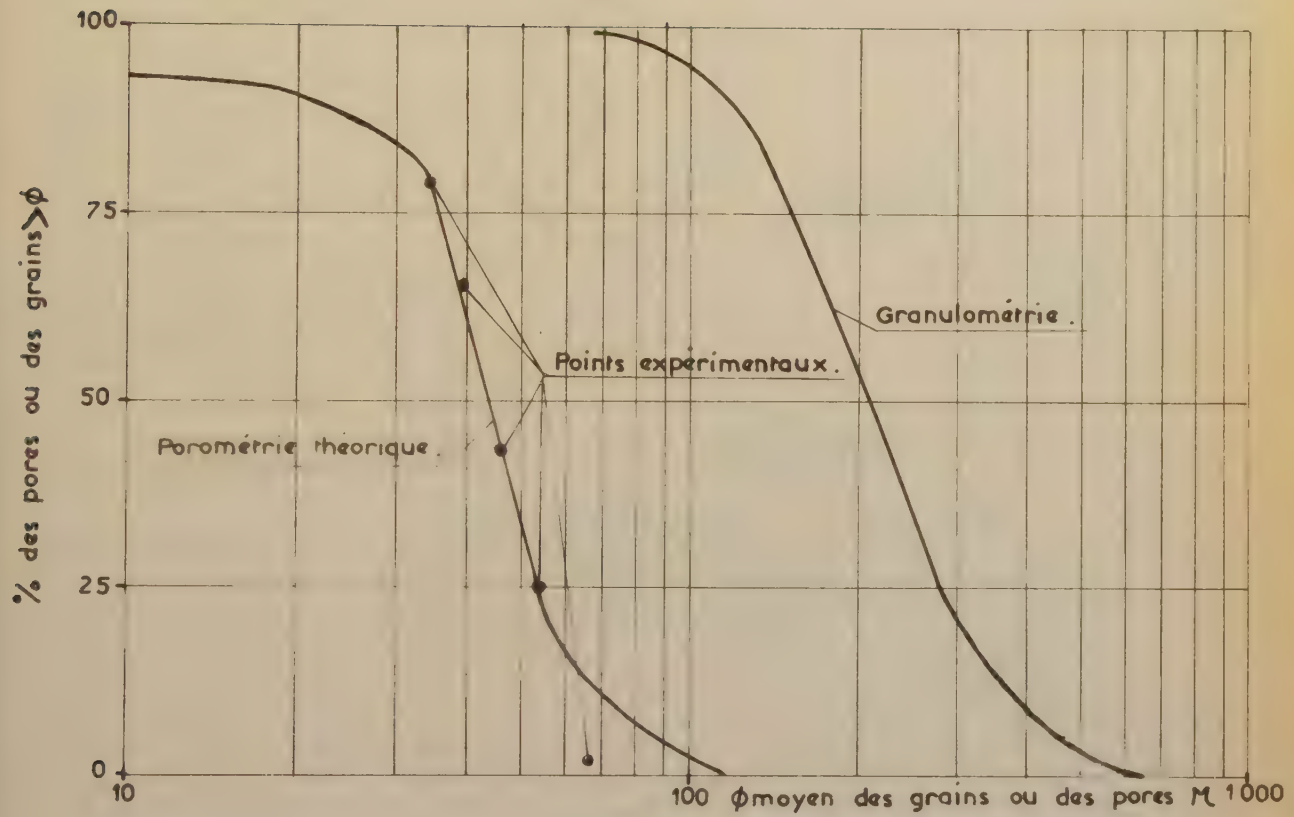
Fig: 2.6 Microphotographie du sable d'El Oued

(agrandissement x 24)

Granulométrie et

Fig : 2.7 Porométrie du sable d'El Oued .

Densité sèche : 1,80



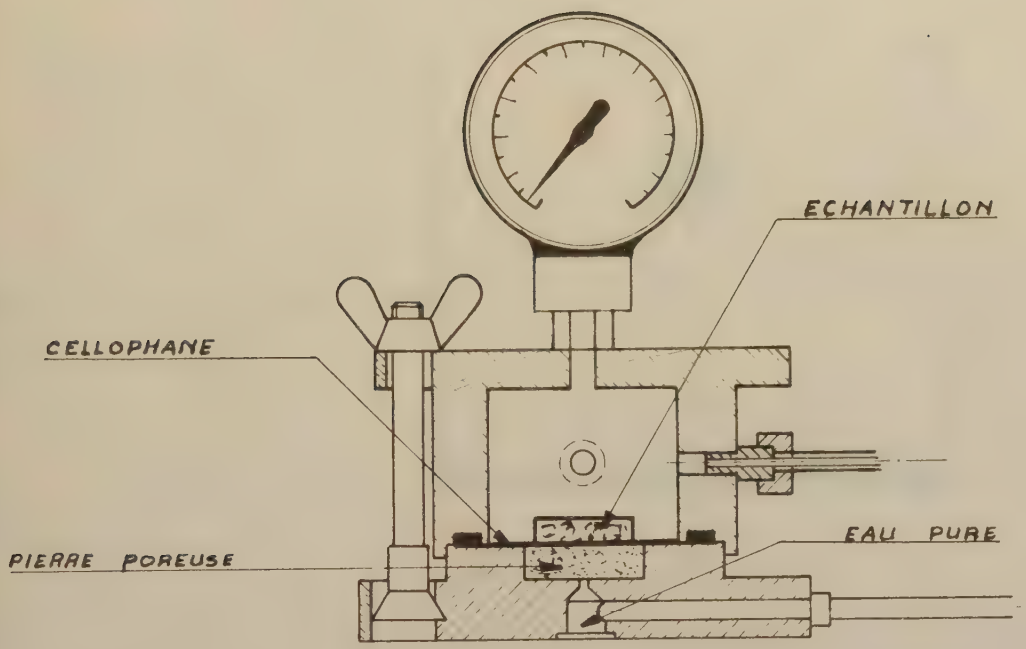


Fig: 2.8 Chambre de pression

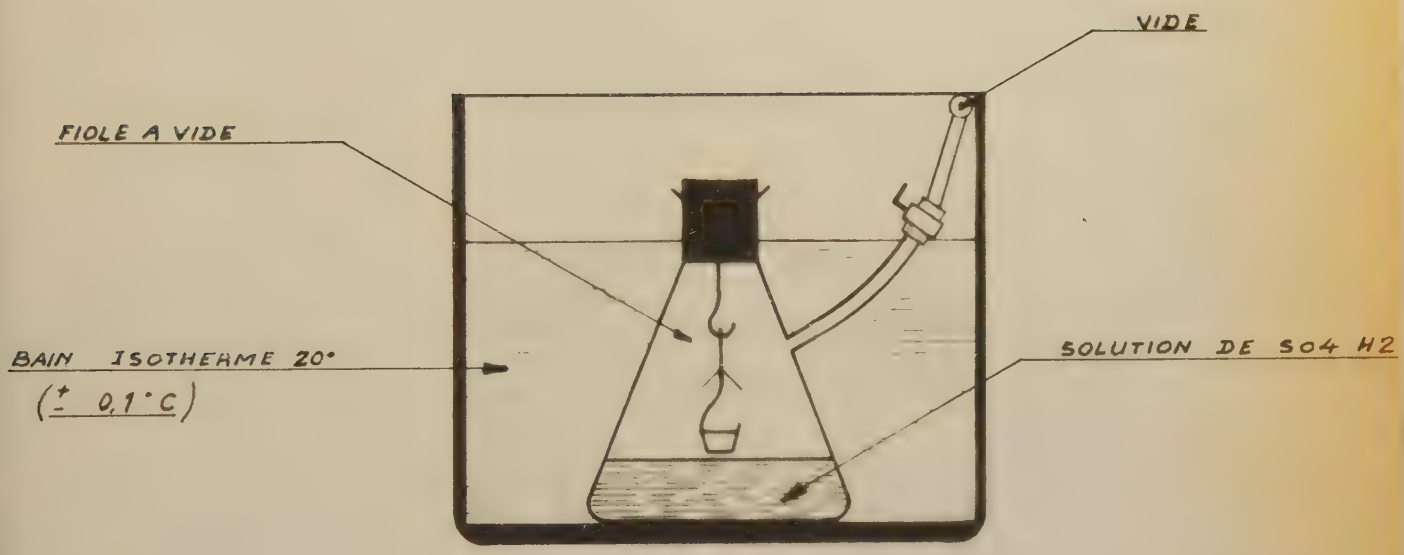


Fig: 2.9 Déssicateur à solution d'acide sulfurique sous vide

Fig: 2.10 Courbes de succion pF(w)
du sable de Fontainebleau.
Densité sèche : 1,72

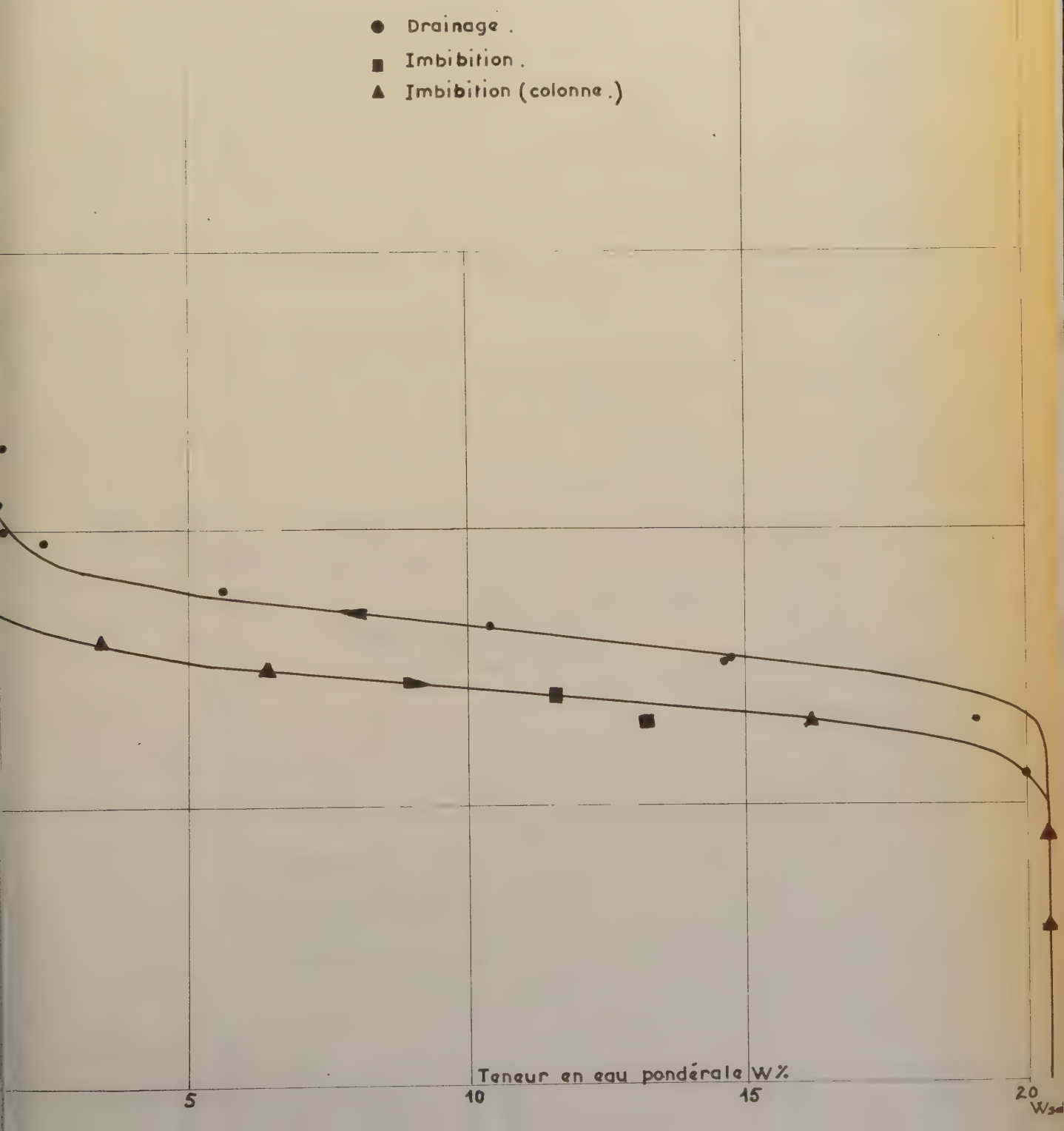


Fig : 2.11 Courbes de succion $pF(w)$
du sable d'El Oued.
Densité sèche : 1,80

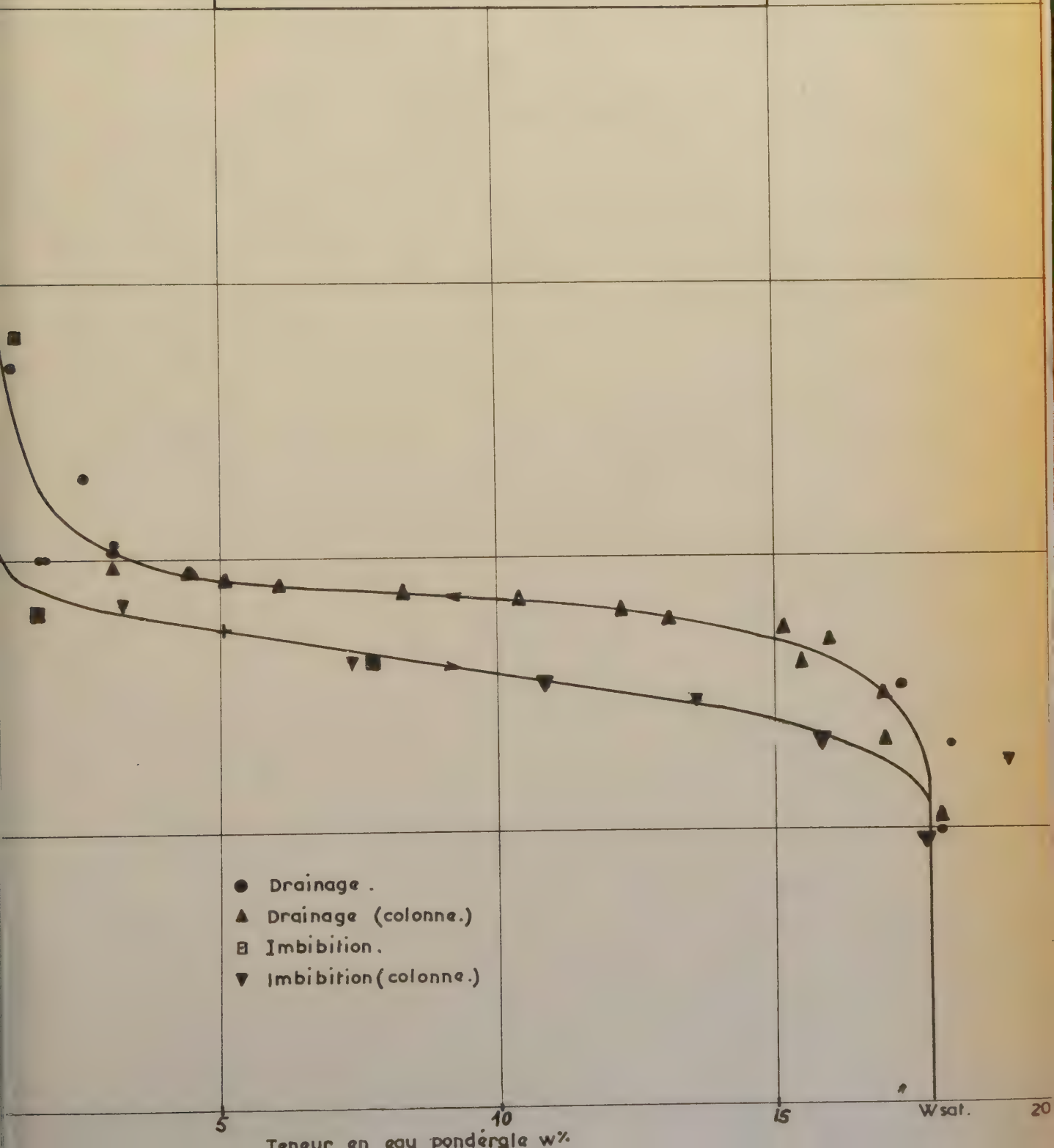


Fig: 2.12 Courbesde succion $\Psi(w)$ du sable de Fontainebleau.
Densité sèche : 1,72

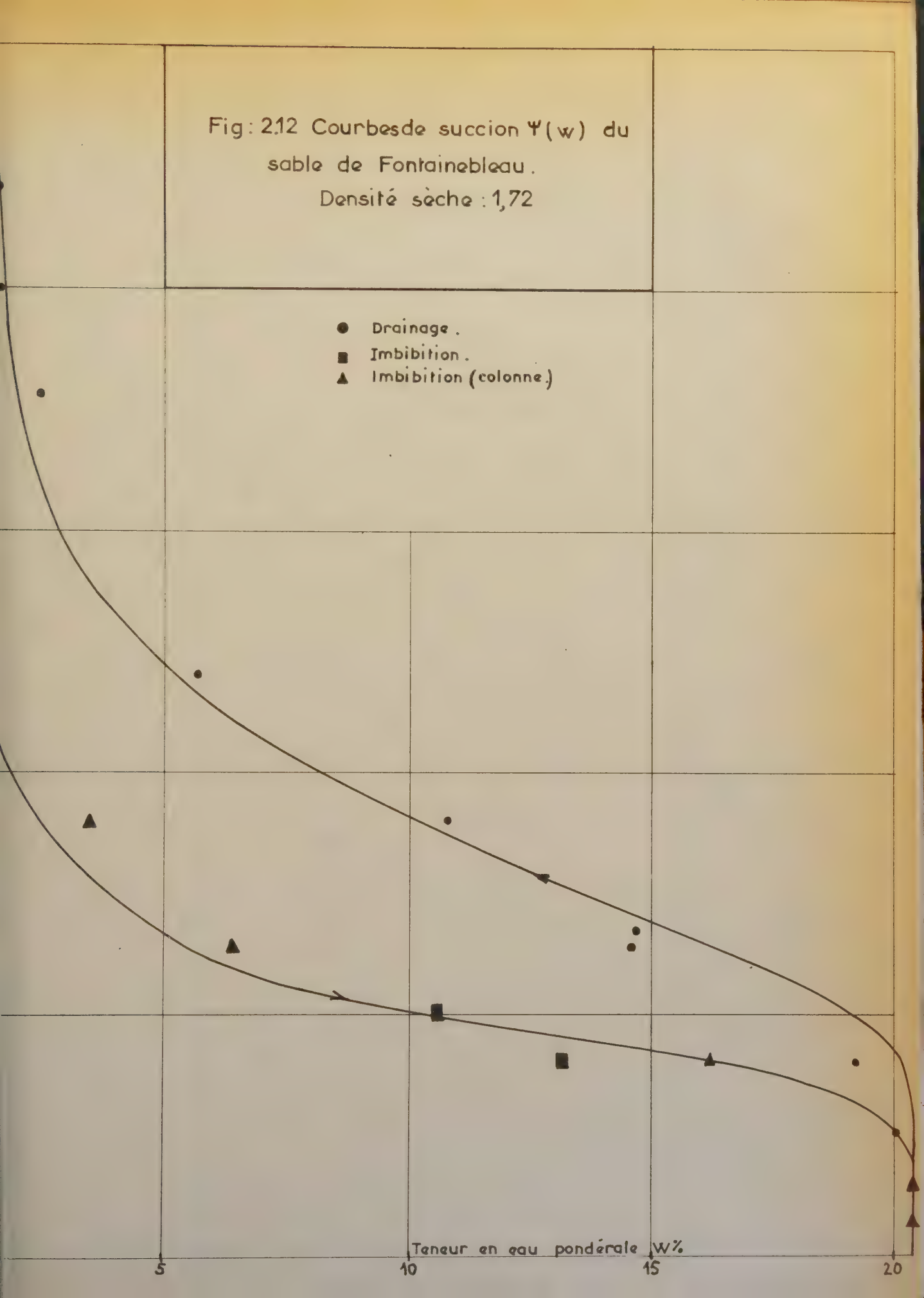
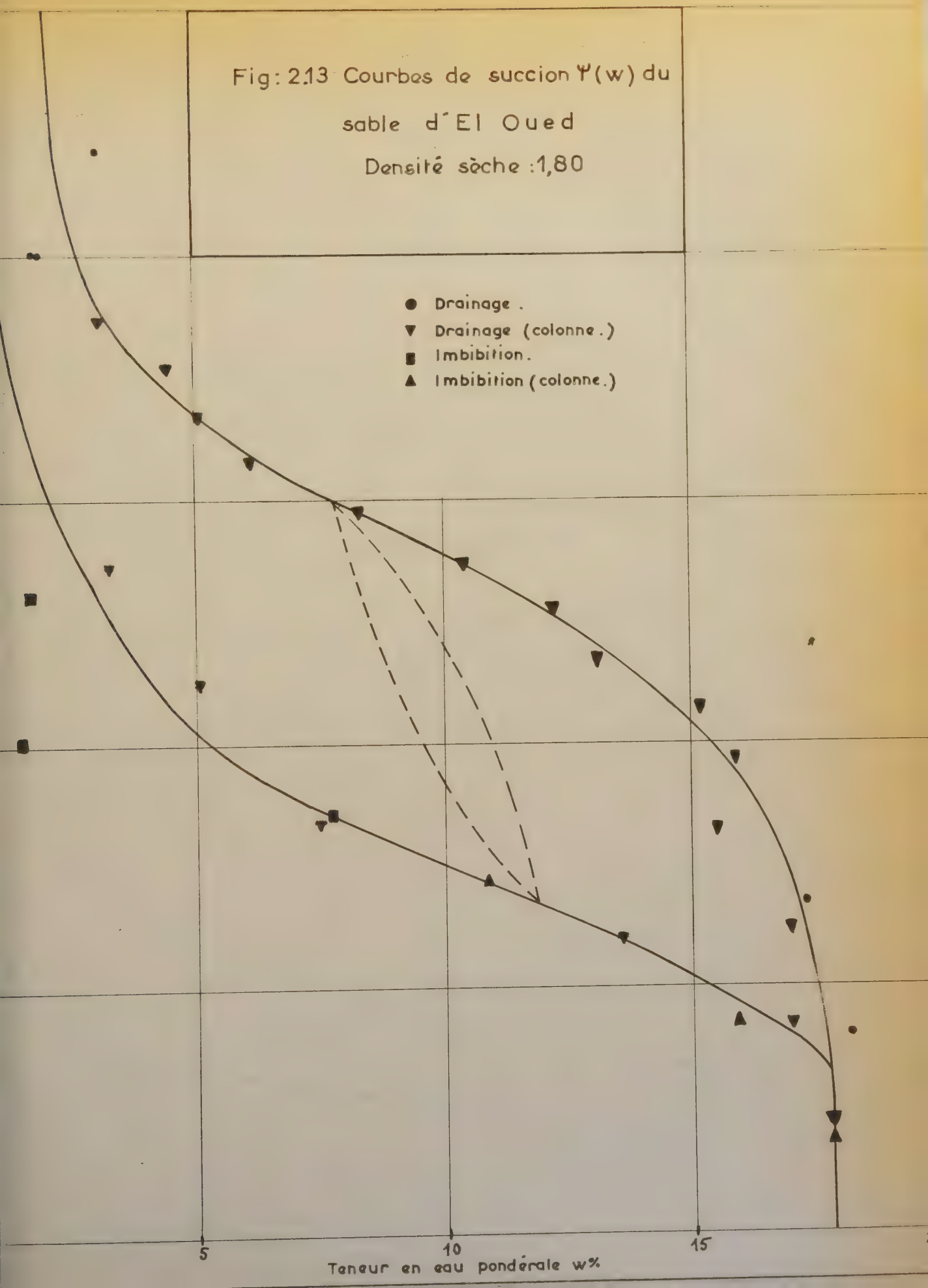


Fig: 2.13 Courbes de succion $\Psi(w)$ du sable d'El Oued

Densité sèche : 1,80



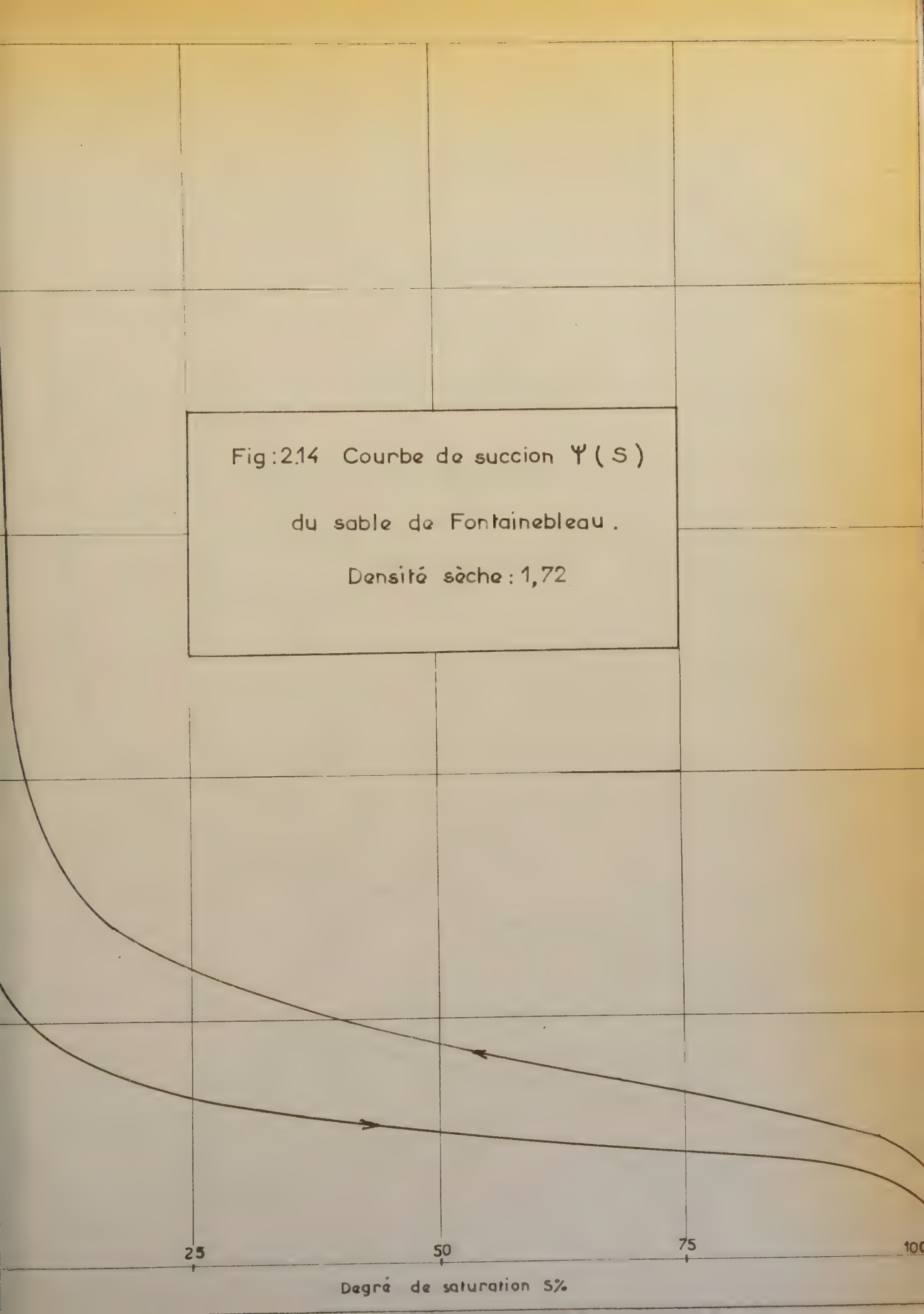


Fig : 2.14 Courbe de succion $\Psi(S)$

du sable de Fontainebleau.

Densité sèche : 1,72

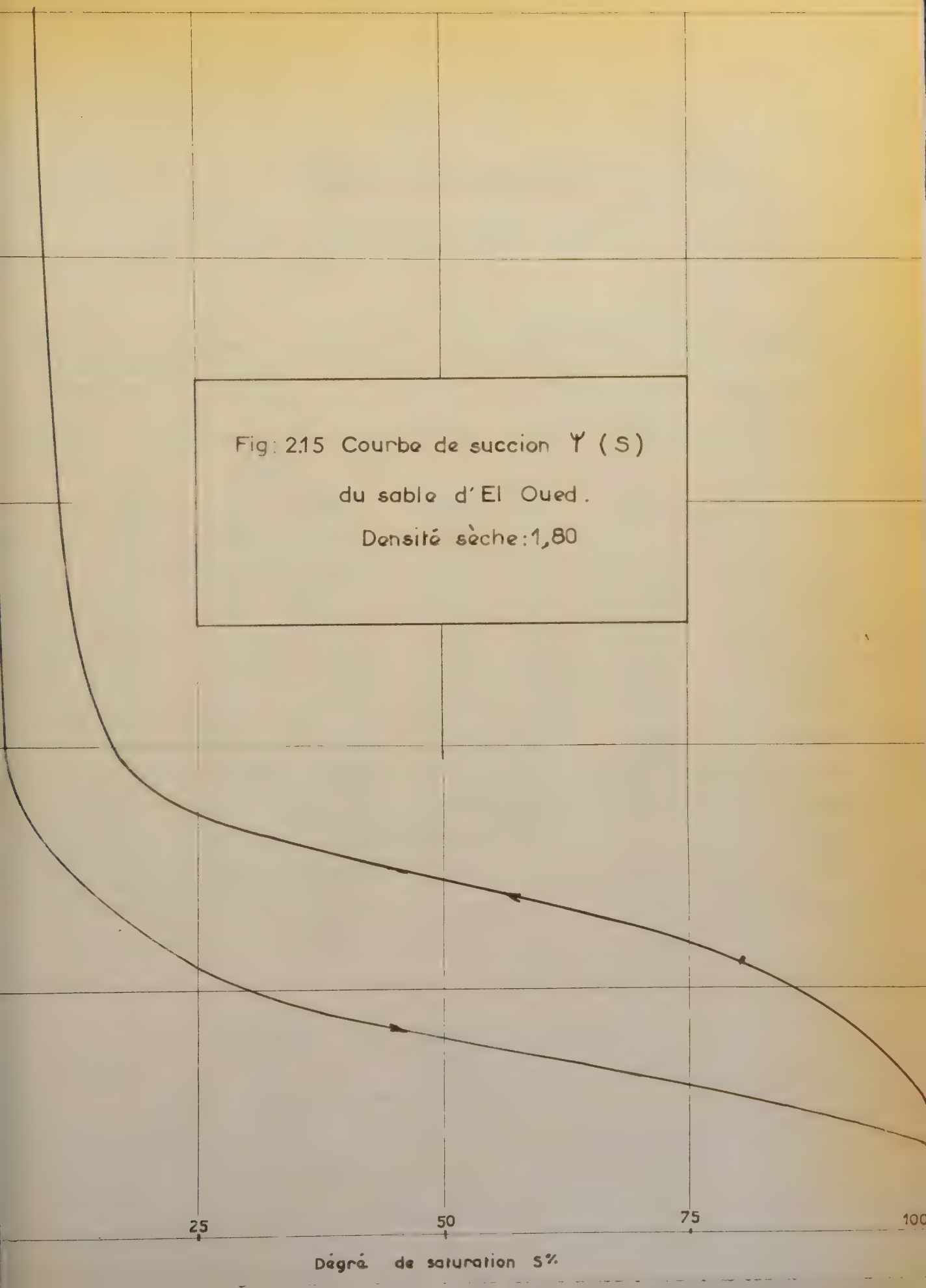


Fig: 2.15 Courbe de succion Ψ (S)
du sable d'El Oued.
Densité sèche: 1,80

TABLEAU 2.3

SABLE de FONTAINEBLEAU

Analyse granulométrique

Tamis Afnor modules	Classe de diamètre mm.	Diamètre moyen en mm d_i	% de particules dans chaque classe f_i	% cumulés
> 3I	> I00			
3I - 29	I,00 - 0,63	0,80		
29 - 28	0,63 - 0,50	0,57		
28 - 27	0,50 - 0,40	0,45	0,86	0,86
27 - 26	0,40 - 0,3I5	0,357	8,45	9,3I
26 - 25	0,3I5- 0,25	0,282	33,74	43,05
25 - 24	0,25 - 0,20	0,225	43,80	86,85
24 - 23	0,20 - 0,I6	0,I80	I0,08	96,93
23 - 22	0,I6 - 0,I25	0,I42	I,50	98,43
22 - 2I	0,I25- 0,I00	0,II2	0,49	98,92
2I - 20	0,I0 - 0,08	0,090	0,34	99,26
20 - I9	0,08 - 0,063	0,07I	0,11	99,37
I9 - I8	0,063- 0,050	0,056	0,35	99,72
I8 - I7	0,050- 0,040	0,045	0,I8	99,90
< I7	< 0,040	< 0,040	0,00	

$$S_w = \frac{I}{I00}\,\frac{I}{\delta}\,\sum f_i\,\frac{6}{d_i} = 96,5 \text{ cm2/g}$$

$$S_v = 255,8 \text{ cm2/cm3}$$

TABLEAU 2.4

SABLE de FONTAINEBLEAU

RESULTAT DES ESSAIS DE SUCCION

Densité sèche = I,72

Teneur en eau de saturation = 20,4 %

Drainage				Imbibition				Méthode d'essai
Succion		Teneur en eau	Degré de saturation	Succion		Teneur en eau	Degré de saturation	
n d'eau	pF	w %	S %	cm d'eau	pF	w %	S %	
5,0	0,70	2I,8	I00,0	3,6	0,56	20,4	I00	
I0,0	I,00	I7,0	83,4	7,5	0,88	20,5	I00	
I3,0	I,II	20,0	98,0	20,0	I,30	I3,2	64,6	plaque de
20,0	I,30	I9,I	93,6	20,5	I,3I	I6,2	79,4	succion
32,0	I,50(5)	I4,6	7I,6	25,0	I,40	II,6	5I,8	
33,6	I,52(5)	I4,7	72,I	32,4	I,5I	6,4	3I,9	colonne
45,0	I,65	I0,8	53,0	42,0	I,62	I,3	6,4	de sable
60,5	I,78	5,6	27,4	45,0	I,65	3,5	I7,2	
80,0	I,90	I,5	7,4	58,6	I,77	0,6	2,9	et
89,0	I,95	2,5	I2,2	59,0	I,77	0,5	2,4	
I00,0	2,00	I,7	8,3	7I,3	I,85	0,8	3,9	chambre de
II0,9	2,05	I,5	7,4	85,0	I,93	0,5	2,4	pression
I30,0	2,II	I,6	7,8	85,2	I,93	0,7	3,4	
I94,9	2,29	I,7	8,3	I0I,0	2,00	0,6	2,9	
200,0	2,30	I,5	7,4	I89,2	2,28	0,6	2,9	
497,0	2,70	I,5	7,4	204,3	2,30	0,6	2,9	
570,2	2,83	0,6	2,9	320,0	2,50	0,7	3,4	
583,7	2,89	0,6	2,9	489,5	2,70	0,6	2,9	
				50I,3	2,70	0,6	2,9	
				666,3	2,82	0,7	3,4	
	4,5				4,5			
	5,0	0,2	I,0		5,0	0,2	I,0	dessicca-
	5,5				5,5			teur sous
	6,0	0,2	I,0		6,0	0,2	I,0	vide
	6,5				6,5			solutions
	7,0	0,I	0,5		7,0	0,I	0,5	de SO_4H_2

TABLEAU 2.5

SABLE D'EL OUED

Analyse granulométrique

Tamis Afnor modules	Classe de diamètre mm.	Diamètre moyen en mm d_i	% de particules dans chaque classe f_i	% cumulés
> 3I	> I,00		(0,025)	
3I - 29	I,00 - 0,63	0,8	0,3	0,3
29 - 28	0,63 - 0,50	0,57	0,9	I,2
28 - 27	0,50 - 0,40	0,45	2,9	4,I
27 - 26	0,40 - 0,3I5	0,357	8,9	I3,0
26 - 25	0,3I5- 0,25	0,282	I2,0	25,0
25 - 24	0,25 - 0,20	0,225	22,I	47,I
24 - 23	0,20 - 0,I6	0,I8	I0,6	57,7
23 - 22	0,I6 - 0,I25	0,I42	22,5	80,2
22 - 2I	0,I25- 0,I0	0,II2	I3,5	93,7
2I - 20	0,I0 - 0,08	0,09	2,5	96,2
20 - I9	0,08 - 0,063	0,07I	2,8	99,0
I9 - I8	0,063- 0,050	0,056	0,3	99,3
I8 - I7	0,050- 0,040	0,045	0,5	99,8
< I7	< 0,040	0,040	0,2	
			I00,0	

$$S_w = \frac{I}{I00} \frac{I}{\delta} \sum f_i \frac{6}{d_i} = I35,6 \text{ cm2/g}$$

$$S_v = 360 \text{ cm2/cm3}$$

TABLEAU 2.6

SABLE D'EL OUED

RESULTAT DES ESSAIS DE SUCCION

Densité sèche : I,80

Teneur eau de saturation = I7,80 %

Drainage				Imbibition				Méthode d'essai
Succion		Teneur en eau	Degré de saturation	Succion		Teneur en eau	Degré de saturation	
cm d'eau	pF	w %	S %	cm d'eau	pF	%	%	
5,00	0,70	20,6	I00	9,3	0,97	I7,7	99,5	
I0,0	I,00	I6,7	93,8	I7,6	I,25	I9,2	I00	
II,2	I,05	I8,0	I00	2I,4	I,32	I5,9	89,2	
20,0	I,30	I8,2	I00	29,8	I,47	I3,6	76,4	
2I,2	I,32	I7,0	95,5	35,7	I,55	I0,9	6I,2	plaque de
3I,2	I,49	I7,0	95,5	42,0	I,62	7,4	4I,6	succion
33,5	I,52	I7,3	97,3	42,6	I,62	7,7	43,2	
4I,2	I,6I	I5,5	87	55,9	I,75	5,I	28,7	colonne
48,7	I,69	I5,9	88,3	65,2	I,8I	I,7	9,5	de sable
53,7	I,73	I5,2	85,4	68,0	I,83	3,3	I,8(5)	
58,7	I,77	I3,I	73,5	82,4	I,92	0,7	3,9(3)	
63,7	I,80	I2,2	68,5	96,4	I,98	0,3	I,6(8)	chambre
68,7	I,84	I0,4	58,4	I04,0	2,02	0,9	5,0(5)	de
73,7	I,87	8,3	46,6	I44,7	2,I8	0,8	4,5	pression
78,7	I,89	6,I	34,3	33I,7	2,52	0,9	5,0(5)	
83,7	I,92	5,I	28,7	50I,0	2,70	0,7	3,9(3)	
88,7	I,95	4,5	25,3	659,6	2,82	I,4	7,9	
93,7	I,97	3,I	I7,4					
I00,0	2,00	I,9	I0,7					
I00,0	2,00	I,8	I0,I					
II0,8	2,05	3,I	I7,4					
I98,9	2,30	2,6	I4,6					
50I,0	2,70	I,3	7,3					
699,7	2,84	0,8	4,5					
	4,5				4,5			
	5,0	0,47	2,8		5,0	0,4	2,2(4)	Dessicca-
	55,5				5,5			teur sou-
	6,0	0,3(3)	6,0		0,2	0,2	I,I(2)	vide
	6,5				6,5			(solution
	7,0	0,2(I)	I,I		7,0	0,I	0,5(6)	de SO_4H_2

CHAPITRE III

PERMEABILITE des MILIEUX NON SATURES

III.I - Introduction

Pour étudier les mouvements de l'eau retenue, il ne suffit pas de connaître le potentiel des forces de succion: il est indispensable de se rendre compte des possibilités de véhiculation du milieu poreux. Pour des matériaux sableux ceci correspond à déterminer la perméabilité d'un corps non saturé, en fonction de son degré de saturation.

La circulation de l'eau sous l'action de gradients de succion, suit la loi de Darcy, comme il a été démontré par les travaux expérimentaux de plusieurs auteurs (Childs et Collis George 1950, par exemple) :

$$v_{liq} = - k \text{ grad } Z \qquad (3.I)$$

ou :

v_{liq} = débit en cm3 par cm2 de section apparente/sec.

Z = potentiel total de l'eau (charge hydraulique) = ψ + z cm. d'eau

ψ = succion ou potentiel capillaire cm. d'eau

z = cote du point (ou plutôt de la section) prise par rapport à un plan de référence arbitraire.

k = coefficient de perméabilité cm/sec.

Contrairement à ce qui se passe dans les milieux saturés, k n'est pas une constante : la perméabilité est fonction de la teneur en eau et de la configuration de l'eau dans les pores.

III.2 - Etude expérimentale de la perméabilité des sables

III.2.I-Montage expérimental

Le dispositif expérimental utilisé est essentiellement un perméamètre à hauteur constante adapté à la mesure de la perméabilité à l'eau sous dépression.
A cet effet, l'échantillon de sol est pris entre deux pierres poreuses en contact avec de l'eau, qui jouent le rôle de barrières par rapport aux bulles d'air, et en même temps transmettent à l'eau du matériau la dépression appliquée.

Deux dépressions différentes sont appliquées de part et d'autre de l'échantillon, grâce à des régulateurs de vide placés sur une ligne à vide (figure 3.I). L'éprouvette peut être disposée verticalement ou horizontalement.

Le point délicat de cet appareil sont les pierres poreuses. Il faut en effet que la perméabilité de celles-ci

soit suffisamment importante pour ne pas fausser les résultats des mesures, tout en ayant des pores suffisamment petits pour empêcher l'entrée d'air dans les circuits d'eau.
Nous avons été amené, pour étudier la perméabilité des sables d'envisager deux jeux de pierres pour le domaine de mesure qui nous intéressait. Pour les teneurs en eau élevées et jusqu'à des succions de l'ordre de 60 à 70 cm. d'eau, nous avons utilisé des pierres en verre fritté Nº 3 (diamètre des pores environ 30 μ), et au-delà et jusqu'à 2,00 m.d'eau, des pierres Nº 4 (diamètre des pores 10 μ). De toutes façons, et avant chaque série d'essais, la perméabilité et la succion maximale des pierres est déterminée systématiquement.

La perméabilité des pierres Nº 3 est de l'ordre de 10^{-2}cm/sec et celle des pierres Nº 4 légèrement supérieure à 10^{-3}cm/sec.

Dans nos essais nous avons utilisé des éprouvettes de 2 et 5 cm. de longueur et environ 60 cm2 de section dans lesquelles on noye, pour la mesure de la résistance du sable humide, deux anneaux métalliques. Sur les échantillons plus longs nous avons employé un empilage de 4 anneaux. La mesure de la résistance permet de suivre l'évolution de la teneur en eau dans le matériau pendant l'essai. Par ailleurs, on mesure avec des tensiomètres sur l'échantillon le gradient de succion effectivement développé ce qui permet de détecter toute anomalie pendant l'essai, et de connaître les pertes de charge dans les pierres poreuses et au contact entre celles-ci et le sol.

L'essai est conduit de façon que pour chaque paire de valeurs de succion, à l'amont et à l'aval de l'échantillon le débit écoulé soit constant, ce qui exige, parfois de poursuivre l'essai pendant plusieurs heures. La valeur de la perméabilité est déterminée une fois le régime atteint, par application directe de l'équation de Darcy. Cependant, nous avons constaté dans quelques essais un blocage brusque avec arrêt de l'écoulement, ou un décrochement très sensible dans le débit écoulé, relié en toute probabilité à un changement de la configuration de l'eau à l'intérieur des pores. Les phénomènes de blocage ont été observés dans les pierres lorsqu'il y avait des sels solubles dans le sol. Aussi, avons nous pris la précaution de délaver systématiquement les matériaux et avons opéré en circuit fermé, en faisant circuler l'eau au préalable plusieurs fois à travers l'échantillon et en contrôlant la conductivité de l'eau à l'entrée et à la sortie de l'échantillon.

La perméabilité du matériau saturé a été déterminée dans un perméamètre ordinaire avec de l'eau distillée et dégazée. Le montage que nous venons de décrire a été vérifié avant chaque série d'essais en procédant à une détermination de la perméabilité du sol saturé.

Remarquons que pour les échantillons de faible épaisseur il y a lieu de tenir compte de la stratification du système d'écoulement qui comprend les deux pierres poreuses et le sol. Dans ce cas, la perméabilité déterminée k est :

$$k = \frac{e}{\frac{e_I}{k_I} + \frac{e_2}{k_2}} \qquad (3.2)$$

$e = e_I + e_2$ = épaisseur totale du système

e_I = épaisseur du sol traversé, perméabilité k_I

e_2 = épaisseur des pierres poreuses, perméabilité k_2

La perméabilité du sol k_I doit être déduite de 3.2

La résistance du sol est déterminée entre anneaux de même diamètre, en ferronickel, coaxiaux, superposés et écartés d'un centimètre environ. Pour les mesures de résistance nous avons opéré en courant alternatif de 1000 Hz, et avec un pont Philips. La résistance est d'ailleurs une fonction de la fréquence du courant (Habib et Soeiro, 1957).

III.2.2 - Résultats expérimentaux

Nous donnons sur les figures 3.2 et 3.3 les résultats des mesures de perméabilité, exprimés en fonction du potentiel capillaire. En réalité, nous donnons la perméabilité relative qui est le rapport de la perméabilité à une certaine teneur en eau à la perméabilité du sol saturé.

Les essais ont été effectués en soumettant le sable saturé à des succions successivement croissantes, et procédant à la mesure de la perméabilité pour chaque palier de

succion. Le matériau se déplace, pendant cette partie des essais, sur une branche de drainage. Dès que l'écoulement devient négligeable, ce qui correspond pour les matériaux utilisés à des succions de I50 à 200 cm. d'eau, on procède, par étapes, à l'abaissement de la succion pour retourner finalement à l'état saturé, par imbibition progressive.

Les courbes de perméabilité diffèrent, pour chaque sable, suivant que le sol évolue en drainage ou en imbibition la perméabilité étant plus faible à succion égale, lorsque le matériau s'humidifie. Parallèlement à ce qui se passe avec la teneur en eau, pour les faibles succions, la perméabilité du matériau reste pratiquement constante. La diminution la plus accentuée de la perméabilité correspond au domaine de vidange des pores de la courbe de succion, soit à l'eau funiculaire. Le passage à l'eau pendulaire, avec isolement de la phase liquide se manifeste sur les courbes de perméabilité pour des succions de l'ordre de I,00 m., point où les courbes accusent un raidissement accentué.

La correspondance entre l'allure de la courbe de succion et celle de la courbe de perméabilité semble montrer que la géométrie de l'espace interstitiel joue un rôle déterminant dans les transferts d'eau retenue. C'est ce que nous allons essayer de mettre en évidence dans le paragraphe suivant, en interprétant ces résultats à partir de la caractéristique de l'humidité des sols.

Il est intéressant de rapprocher les résultats de mesures de résistance électrique (fig. 3.4) des courbes de perméabilité hydraulique. On constate l'augmentation brutale de la résistance électrique dès que le degré de saturation descend en dessous de 30 %, alors que pour les valeurs plus élevées du degré de saturation, la variation est beaucoup moins accentuée. L'électricité circulant surtout dans les films d'eau, comme d'ailleurs, l'eau, la correspondance entre les deux phénomènes est tout à fait logique. Il est certain que l'étude de la circulation du courant électrique nous renseigne sur la circulation hydraulique, sans que toutefois les deux phénomènes soient rigoureusement identiques.

III-3 - Interprétation physique du coefficient de perméabilité des sables.

L'étude expérimentale de la courbe de perméabilité des sables a révélé la grande sensibilité de la perméabilité à la teneur en eau ou au degré de saturation, au delà d'un certain seuil de succion que pour lessables étudées se situe au voisinage de 20 cm. d'eau. En effet, au fur et à mesure que la teneur en eau diminue, la décroissance extrêmement rapide de la perméabilité traduit l'influence :

- de la diminution de la section efficace du milieu pour l'écoulement de l'eau.

- de la vidange des pores de plus gros diamètre, qui sont les plus conducteurs à l'eau, avec, pour conséquence,

une diminution de la perméabilité beaucoup plus rapide que la diminution de la teneur en eau.

- de l'augmentation du parcours des particules d'eau à l'intérieur du corps poreux en même temps que le degré de saturation décroît.

Il est évident que la désaturation du corps est accompagnée par la formation d'une phase gazeuse continue, et que la diminution de la perméabilité de la phase mouillante entraine en contrepartie le développement d'une perméabilité à l'air qui atteindra sa valeur maximale alors que l'eau est pratiquement immobilisée dans les étranglements de l'espace interstitiel (eau pendulaire). A ce stade, la continuité de la phase mouillante étant brisée, la perméabilité à l'eau devient pratiquement nulle, et celle de la phase gazeuse maximale. Dans tout le domaine de teneur en eau caractérisé par une continuité des deux phases liquide et gazeuse, le corps poreux peut être le siège d'un écoulement biphase. Ces écoulements ont une importance pratique considérable dans l'étude des réservoirs de pétrole. Toutefois dans le problème qui nous occupe, nous allons concentrer notre attention sur la phase liquide.

La perméabilité des milieux poreux a été rattachée à différentes propriétés du milieu ou de l'espace interstitiel, comme par exemple la porosité, une dimension typique des particules, la surface spécifique. Dans l'étude de l'écoulement d'eau dans les milieux non saturés, il nous

parait tout indiqué de relier la perméabilité à la courbe de succion du corps.

A cet effet, nous allons recourir à des modèles pour représenter le corps.

III.3.I - Modèle de Kozeny modifié

L'écoulement à travers un tube capillaire de section circulaire est donné par l'équation de Poiseuille :

$$v_e = \frac{1}{\mu} \frac{a^2}{8} \frac{\Delta P}{L} \qquad (3.3)$$

ou :

v_e = vitesse moyenne d'écoulement cm/sec

a = rayon du tube

Δp = différence de pression aux extrémités du tube.

L = longueur du tube

μ = viscosité du liquide

Pour le cas général d'un tube de section quelconque, introduisons le rayon hydraulique m à la place du rayon du tube

$$m = \frac{\text{volume du tube}}{\text{surface mouillée}}$$

Pour un tube circulaire $m = \frac{a}{2}$ et l'équation 3 - 3 devient :

$$v_e = \frac{m^2}{2} \frac{I}{\mu} \frac{\Delta p}{L} = \frac{I}{c_o} m^2 \frac{I}{\mu} \frac{\Delta p}{L} \qquad (3.4)$$

Sous cette forme, l'équation de Poiseuille est applicable à des tubes non circulaires. Il suffit alors de remplacer le facteur 2 par un facteur de forme c_o . Ce facteur est en général compris entre 2 et 3.

Remarquons que les équations 3.3 et 3.4 sont de forme identique à l'équation de Darcy. En effet, si nous exprimons Ø en unité de pression en (3.I), et mettons en évidence comme dans 3.3 et 3.4 la viscosité :

$$v = \frac{\bar{k}}{\mu} \text{ grad } Ø \qquad (3.I')$$

ou $\bar{k}$ est un coefficient caractéristique du milieu, homogène à une surface et indépendant du fluide. Dans le cas du tube circulaire $\bar{k} = m^2/2$

Dans les équations 3.3 et 3.4 v_e est la vitesse effective, alors que dans 3.I', v est la vitesse apparente, par rapport à la section totale du sol. De même $\Delta p/L$ est défini par rapport au parcours physique de l'eau dans le corps poreux. Si nous admettons, pour le moment, que le milieu est constitué par un assemblage de tubes capillaires, nous avons, faisant intervenir la porosité n et la longueur de l'échantillon l :

$$v_e = \frac{v}{n}\frac{L}{\ell} = \frac{I}{c_o} m^2 \frac{I}{\mu}\frac{\Delta p}{L}$$

d'où :

$$v = \left(\frac{I}{c_o} m^2 n\right)\left(\frac{1}{L}\right)^2 \left(\frac{I}{\mu}\frac{\Delta p}{\ell}\right)$$

et d'après (3.I') :

$$\bar{k} = \frac{m^2 n}{c_o T} \qquad (3.5)$$

où :

$$T = \left(\frac{L}{\ell}\right)^2 \qquad (3.6)$$

représente la tortuosité du milieu.

Dans un milieu poreux saturé, le rayon hydraulique moyen m est le rapport du volume des pores par unité de volume du milieu n, à la surface spécifique par unité de volume du milieu $S_m = S_v (I - n)$

$$m = \frac{n}{S_m} \qquad (3.7)$$

d'où :

$$\bar{k} = \frac{I}{c_o T}\frac{n^3}{S_m^2} = \frac{I}{c}\frac{n^3}{S_m^2} \qquad (3.8)$$

qui est l'équation de Kozeny, où $c = c_o T$ est la constante de Kozeny.

Cette constante est le produit de deux facteurs : un facteur de forme c_o, compris entre 2 et 3 en général, et la tortuosité T. D'après les expériences de Carmen sur les milieux sableux saturés, on admet que, en moyenne les

filets de courants font un angle de 45º avec la direction de l'écoulement macroscopique ce qui revient à une valeur de $T = 2$. La constante de Kozeny c prend des valeurs au voisinage de 5.

Toutefois, l'isomorphisme entre les phénomènes électriques et hydrauliques nous permet de faire une détermination indépendante de la tortuosité. Considérons en effet, un corps poreux saturé, et soit ρ_f la résistivité du fluide.

La résistance électrique du milieu saturé est :

$$R_m = \rho_f \frac{L}{nA} \qquad (3.9)$$

où A est la section de l'échantillon de longueur l.
La résistance électrique du même volume de fluide, mesurée avec les mêmes électrodes, également disposées, est :

$$R_f = \rho_f \frac{I}{A} \qquad (3.10)$$

Appelons F le facteur de résistivité du milieu, comme il est courant dans l'industrie pétrolière, donné par le rapport :

$$F = \frac{R_m}{R_f} = \frac{L}{l} \frac{I}{n} = T \frac{I/2}{n} \frac{I}{n} \qquad (3.11)$$

d'où

$$T = F^2 n^2 \qquad (3.12)$$

Nous avons admis que le rapport $\frac{L}{l}$ concernant l'écoulement électrique est le même que pour l'écoulement hydraulique, hypothèse qui n'est valable qu'en première approximation, les conditions à la limite des deux écoulements n'étant pas tout à fait identiques. Dans le cas des milieux saturé, l'introduction de la tortuosité ainsi déterminée donne des résultats très encourageants (Wyllie et Spangler, 1952).

Dans le cas d'un milieu non saturé, comportant une phase conductrice, l'eau, nous pouvons généraliser la notion de facteur de formation défini par 3.11 de la façon suivante:

$$F\ (S) = T\ (S)^{I/2}\ \frac{I}{nS} \qquad (3.13)$$

en faisant figurer, à la place de la parosité n la porosité utile nS, et la tortuosité T (S), correspondant au degré de saturation du corps.

Le rapport de 3.11 et 3.13 constitue l'indice de restivité I relatif à la saturation S :

$$I\ (S) = \frac{F\ (S)}{F} = \left(\frac{T\ (S)}{T}\right)^{I/2}\ \frac{I}{S} \qquad (3.14)$$

Ces expressions nous montrent que la mesure de la résistance électrique d'un matériau poreux doit nous renseigner sur la conductivité hydraulique du corps, et ceci pour les différents degrés de saturation de celui-ci.

Considérons maintenant le cas des sables non saturés.

Dans le modèle que nous utilisons, nous remplaçons les pores par des tronçons de tubes capillaires. L'équation de Laplace pour un tube capillaire de diamètre 2a, nous donne la discontinuité de pression ψ au passage du ménisque :

$$\psi = \frac{2\,A}{a} \qquad (3.15)$$

pour des tubes circulaires.

Si nous introduisons comme précédemment la notion de rayon hydraulique m nous pouvons généraliser, d'une façon approchée l'expression précédente pour des tubes de toute autre forme :

$$m = \frac{A}{\psi} \qquad (3.16)$$

En réalité ici aussi, il faudrait faire figurer un facteur de forme.

Dans le cas d'un milieu poreux constitué par des pores identiques (équation 3.7)

$$m = \frac{n}{S_m} = \frac{A}{\psi} \qquad (3.17)$$

Un tel milieu n'existe pas. Dans tous les matériaux poreux il y a un spectre de pores, plus ou moins étendu suivant les cas. On peut cependant admettre que l'équation 3.17 est encore valable pour une certaine classe de pores correspondant à la succion ψ et au degré de saturation S.

Considérons la classe de pores, définie par l'intervalle $(\psi + \Delta\psi , S - \Delta S)$, de porosité $n\Delta S$. L'expression 3.8 appliquée à cette classe de pores nous donne :

$$\bar{k}_i = \frac{I}{c} \frac{n \Delta S A^2}{\psi^2} \qquad (3.18)$$

Le débit partiel correspondant à cette classe de pores est :

$$\Delta v = \bar{k}_i \frac{I}{\mu} \frac{\Delta p}{\ell} \qquad (3.19)$$

En admettant que le milieu poreux est constitué par les différentes classes de pores en parallèle, et dans l'hypothèse où tous les pores sont conducteurs (milieu saturé)

$$v = \sum \Delta v = \bar{k} \frac{I}{\mu} \frac{\Delta p}{\ell} \qquad (3.20)$$

d'où

$$\bar{k} = \frac{n A^2}{c} \sum \frac{\Delta S}{\psi^2} = \frac{I}{c} n A^2 \int_{S=0}^{S=I} \frac{dS}{\psi^2} \qquad (3.21)$$

ou, explicitant la tortuosité

$$\bar{k} = \frac{A^2}{F^2 \phi c_o} \int_{S=0}^{S=I} \frac{dS}{\psi^2} \qquad (3.22)$$

Si par contre, le matériau n'est que partiellement saturé (degré de saturation S) :

$$\bar{k}\ (S) = \frac{n\ A^2}{c\ (S)} \int_0^S \frac{dS}{\psi^2} \qquad (3.23)$$

$$= \frac{A^2}{F^2(S)\ n\ S^2\ c_o} \int_0^S \frac{dS}{\psi^2}$$

La perméabilité relative $k_r = \frac{\bar{k}\ (S)}{\bar{k}}$ résulte immédiatement de 3.22 et 3.23.

$$k_r = \frac{I}{I^2 S^2} \frac{\int_0^S \frac{dS}{\psi^2}}{\int_0^I \frac{dS}{\psi^2}} \qquad (3.24)$$

en faisant intervenir 3.I4.

L'expression 3.20 pressupose que l'écoulement latéral est négligeable pour chaque classe de pores et que par ailleurs le coefficient de Kozeny $c = c_o T$ est le même pour les différents pores. Si le milieu est statistiquement homogène, toute tranche mince découpée dans le corps contient le même échantillonnage de pores, et on peut admettre, sans trop d'erreur, que pour chaque tranche $v = \sum \Delta v$. Le milieu étant constitué en définitive par l'empilage de ces tranches minces, il est manifeste qu'un pore de diamètre donné débouchera, en général sur un ou plusieurs pores de diamètres différents, sur la tranche contigüe. Etant donné que pour chaque tranche nous avons tenu compte des résistances à l'écoulement des différentes classes de pores, on peut, même si les pores de la même classe sont reliés entre eux par des pores de classe différente, négliger la résistance de ceux-ci.

Cette interconnexion des pores, caractéristique des milieu réels, justifie par ailleurs l'hypothèse de la constance de c pour toutes les catégories de pores.

Nous avons appliqué l'équation 3.24 aux deux sabl pour calculer la perméabilité relative des matériaux en voi d'essorage. Le calcul comporte deux parties : déterminatio des intégrales à partir de la courbe de succion et calcul du terme I^2S^2 en fonction des résultats des mesures de résistance:

$$I(S) = \frac{F(S)}{F(I)} = \frac{R_m(S)}{R_m(I)} \qquad (3.25)$$

qui équivaut à la définition (3.I4).

Sur les figures 3.2 et 3.3 nous avons tracé les courbes ainsi déterminées. Dans le cas du sable de Fontainebleau, de granulométrie beaucoup plus serrée que celui d'El Oued, les valeurs théoriques de k_r pour les faibles succions ($\psi < 50$ cm. d'eau) se rapprochent des valeurs expérimentales et les courbes présentent sensiblement les mêmes allures. Par contre, avec le sable d'El Oued la courbe théorique s'éloigne considérablement de la courbe expérimentale et on peut dire que la formule de Kozeny ne rend pas compte du phénomène. De même, dans le cas du sable de Fontainebleau pour les valeurs élevées de ψ la courbe théorique s'éloigne de la courbe expérimentale.

Avec le sable d'El Oued, l'étalement du diamètre des pores est sensiblement plus important que dans le cas du sable de Fontainebleau et la faillite de l'équation de Kozeny est probablement reliée à l'importance de l'écoulement latéral. L'insuffisance de la formule aux succions élevées dans le cas du sable de Fontainebleau traduit le même défaut du modèle.

Nous allons essayer de remédier à ce défaut de la formule de Kozeny en faisant intervenir les séquences de pores dans le milieu.

III.3.2 - Méthode statistique

L'espace interstitiel est continu, et comporte une succession de renflements et d'étranglements constituant ce que nous appelons d'une manière assez imprécise les pores. La répartition des dimensions des pores est typique de chaque matériau, et pour un matériau statistiquement homogène les vides se trouvent distribués au hasard dans la masse du matériau. Le problème à résoudre est de déterminer la perméabilité d'un tel milieu, en fonction du taux de remplissage en eau des pores. Ce problème n'a pas reçu de solution théorique, et Childs et Collis George ont proposé une solution semi-empirique, justifiée surtout par les résultats satisfaisants obtenus sur les milieux sableux.

Soit f (a) la fonction de distribution de l'espace interstitiel d'un sable, tel que f (a) da représente la fraction du volume apparent occupé par des pores de rayon compris entre a et a + da. Une section à travers la masse de sol présentera également une proportion f (a) da de la surface totale occupée par cette classe de pores. Si nous imaginons une colonne de sable coupée par un plan quelconque arbitraire, normal à la direction de l'écoulement, sur les deux faces ainsi obtenues, la distribution des pores sera identique. Nous pouvons d'ailleurs assimiler la colonne à une superposition au hasard de ces deux faces. Si nous considérons deux classes de pores de rayons (a, a + da) et (b, b + da) l'aire de deux sections face à face occupées par ses deux classes de pores sera :

$$A_a = f(a)\,da \quad \text{et} \quad A_b = f(b)\,da$$

respectivement.

En mettant bout à bout les deux parties de la colonne pour reconstituer la colonne de sable, l'aire de la section droite consacrée à la séquence de pores $a \rightarrow b$ est donnée par :

$$A_{a \rightarrow b} = f(a)\,da \cdot f(b)\,da \qquad (3.25)$$

Childs et Collis George (1950) introduisent deux hypothèses pour simplifier les calculs.

I - La résistance à l'écoulement dans la séquence de pores considérée est celle du pore de plus faible diamètre, a par exemple, étant donné que, d'après la loi de Poiseuille, la résistance est une fonction de sa puissance 4ème.

Cette hypothèse, qui résulte dans une majoration relative de la contribution de la séquence de pores pour la perméabilité nous dispense de considérer la probabilité que plus d'un pore de faible diamètre aboutisse dans un autre.

2 - L'écoulement latéral est négligeable, et tout l'écoulement est transmis par la séquence de pores considérés. Ceci minore bien entendu le débit du modèle par rapport au milieu réel. Il reste à espérer que les erreurs introduites par ces deux hypothèses se compensent du moins en partie.

Le nombre de pores de rayon a dans l'aire $A_{a\ b}$ est proportionnel à a^{-2}, le débit d'écoulement dans chaque pore étant proportionnel à a^4. La contribution $\delta \bar{k}$ de ce groupe de pores pour la perméabilité est :

$$\delta \bar{k} = a^2 M f(a)\, da\, f(b)\, da \qquad (3.26)$$

et la perméabilité totale correspondant à toutes les séquences possibles est :

$$\bar{k} = M \sum_{a=0}^{a=R} \sum_{b=0}^{b=R} a^2 f(a)\, da\, f(b)\, da \qquad (3.27)$$

Pour une teneur en eau donnée le rayon maximum R correspond au rayon du plus gros pore qui est rempli d'eau. La constante M reste indéterminée. Toutefois, comme nous cherchons à déterminer la perméabilité relative, ceci ne présentera aucune difficulté.

La fonction f (a) est aisément obtenue à partir de la courbe de succion, comme il a été précisé au chapitre 2.

Nous avons appliqué cette méthode aux sables étudiée, pour les courbes d'imbibition et de drainage. Les courbes correspondantes sont tracées sur les graphiques 3.2 et 3.3.

L'examen de ces courbes montre que dans son ensemble l'allure de la variation de la perméabilité en fonction du degré de saturation est reproduite par les courbes théoriques, bien que, en valeur absolue, il y ait des écarts non négligeables.

Il est à remarquer que les courbes d'imbibition calculées ne sont pas tout à fait comparables aux courbes expérimentales de perméabilité, car l'humidification dans l'essai de perméabilité a été effectuée à partir d'une teneur en eau supérieure à zéro, correspondante à des succions de l'ordre de 150 cm d'eau, alors que la courbe de succion correspond à une imbibition à partir de l'état sec.

L'interprétation statistique de la perméabilité s'avère plus satisfaisante que celle donnée par l'équation de Kozeny. Les écarts constatés sont certainement reliés aux imperfections des modèles employés.

Indépendamment de l'imperfection des modèles adoptés, la question se pose de savoir si la courbe de succion qui correspond à des configurations statiques de l'humidité dans le milieu poreux peut traduire avec précision le phénomène dynamique de la percolation de l'eau.

Nous avons constaté pendant de nombreux essais une dérive au cours de l'essai du coefficient de perméabilité pour un milieu soumis à des paires de valeurs de succion données. Cette diminution du coefficient de perméabilité était accompagnée par une évolution de la teneur en eau, le matériau se déplaçant graduellement de la branche de drainage vers la branche d'imbibition, l'abaissement de la perméabilité étant dans certains cas supérieur à une puissance de IO. Cette instabilité du coefficient de perméabilité des matériaux non saturés se répercute d'ailleurs sur la dispersion des résultats des essais, qui est considérable. Elle nous parait cependant inévitable, dans la mesure où elle est intrinsèque au phénomène

III.4 - La relation k (w) ou k (S) - Discussion

Dans un matériau sableux, l'eau peut occuper la totalité des pores, avec quelques bulles d'air éventuellement. Avec la vidange progressive des pores, s'établissent deux réseaux continus entrelacés, constitués par l'eau et l'air dans les pores. Finalement, on aboutit à un corps contenant quelques gouttes d'eau réfugiées dans les pores les plus fins, isolées les unes des autres, et baignant dans un milieu

gazeux continu et occupant la presque intégralité du volume des pores. Lorsque les configurations de l'eau dans l'espace interstitiel évoluent entre ces situations limites, la perméabilité du milieu à la phase mouillante décroit dans des proportions considérables et en même temps la perméabilité à l'air augmente progressivement et finit par atteindre la valeur maximale pour un degré de saturation de l'ordre de 10% Cependant, la valeur du coefficient de perméabilité étant déterminée par la configuration de l'eau dans le corps, et cette configuration n'étant pas univoque, les relations $k(w)$ ou $k(S)$, comme d'ailleurs la relation $\psi(w)$, présentent le caractère d'une fonctionnelle.

Dans une certaine mesure l'évolution de k en fonction de w ou de ψ peut être déduite de la courbe de succion du matériau. Toutefois, il faut remarquer que le coefficient de perméabilité se rapporte à un équilibre dynamique, alors que la courbe de succion correspond à des conditions statiques.

Planche 3.1 : Montage pour la mesure de la perméabilité des matériaux non saturés

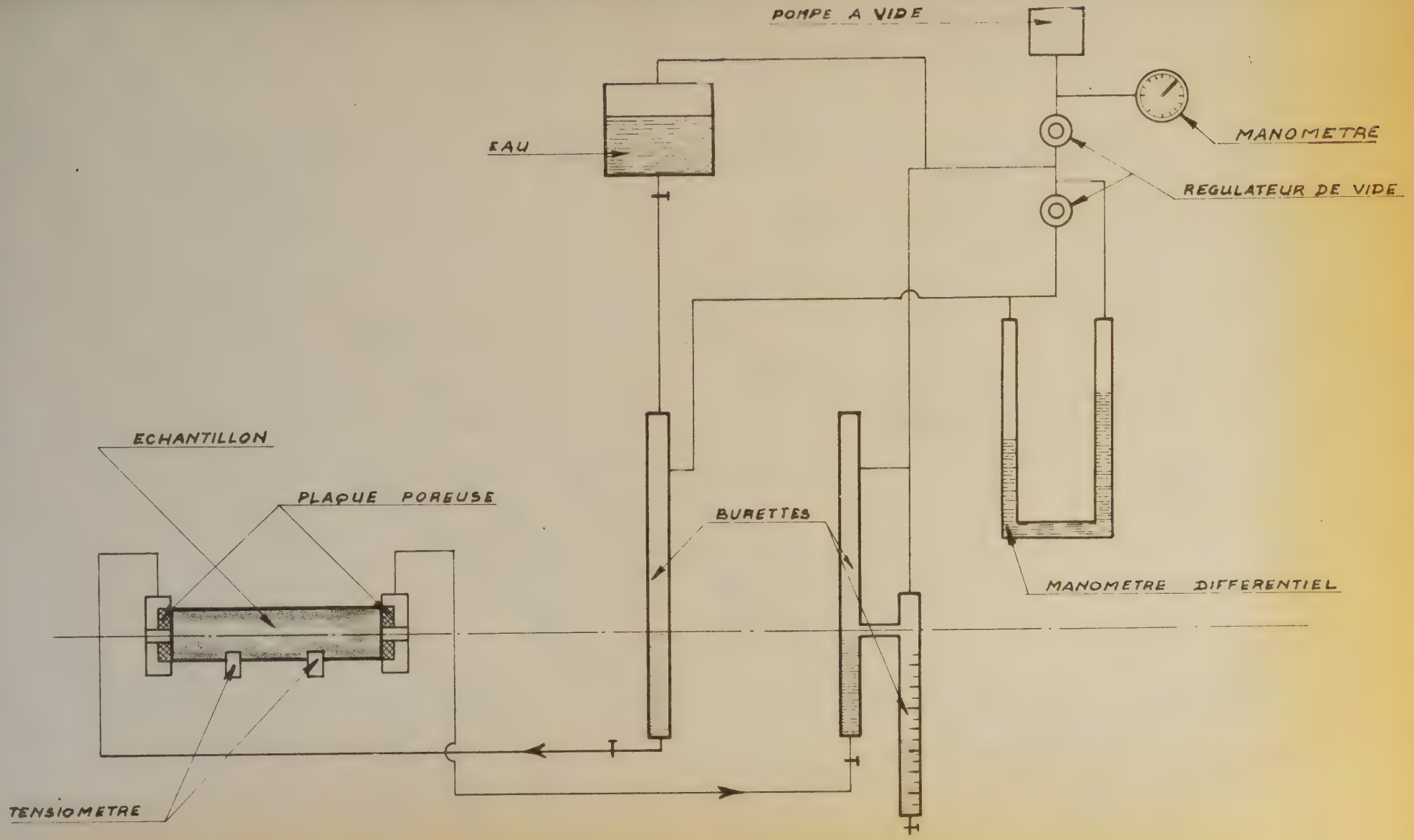
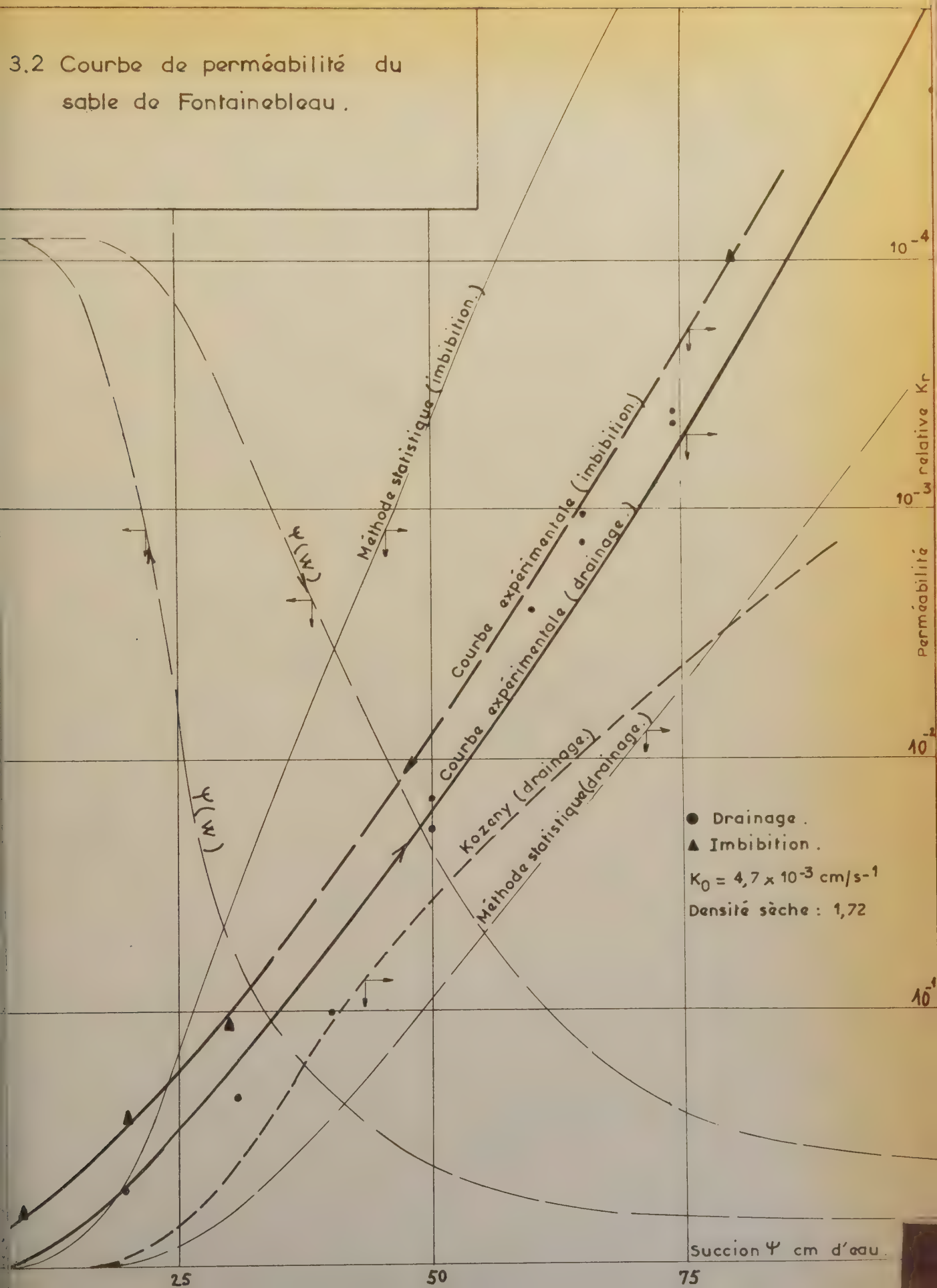


Fig : 3.1 Principe du montage pour la mesure de la perméabilité des matériaux poreux (régime permanent)

3.2 Courbe de perméabilité du sable de Fontainebleau.



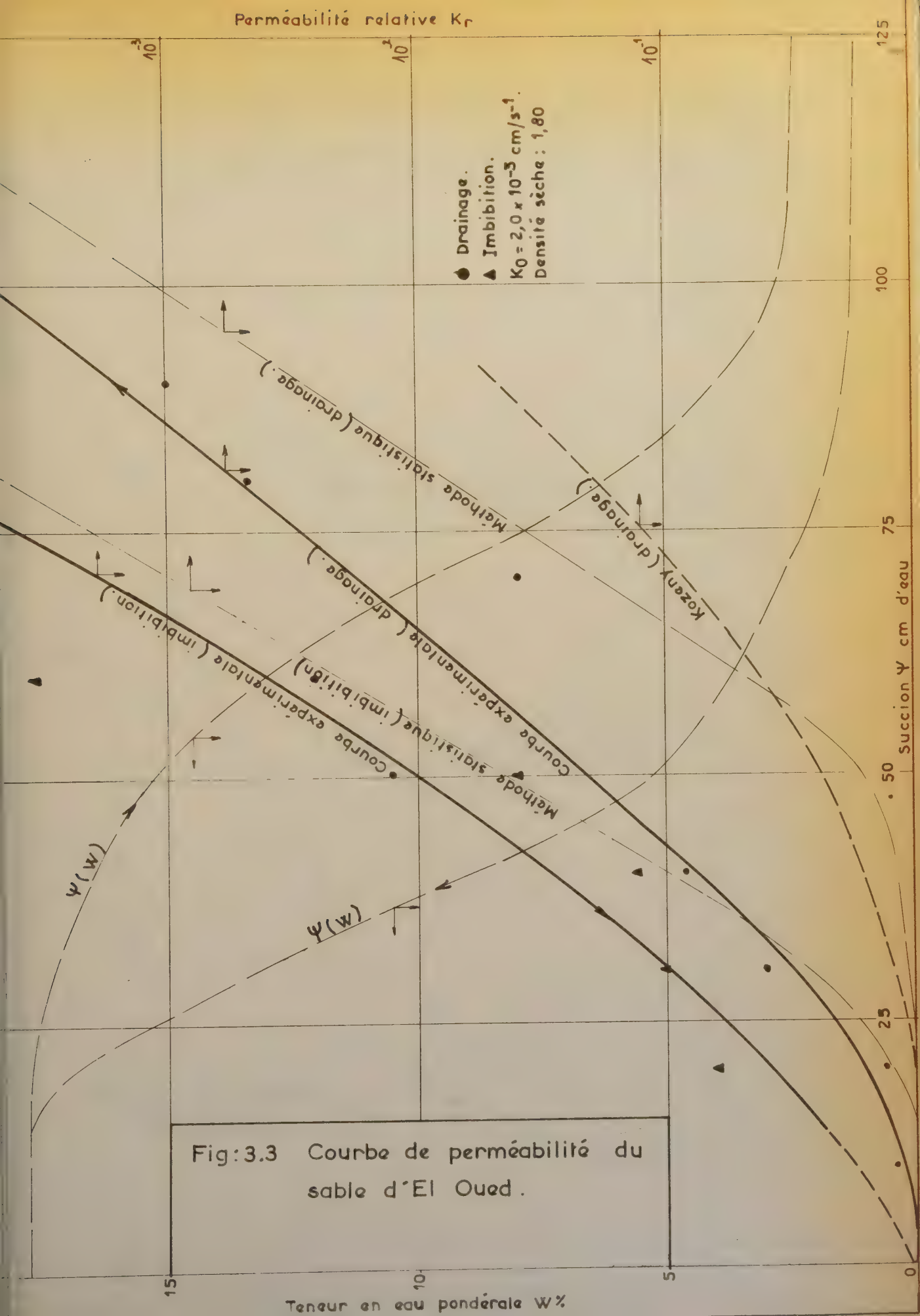


Fig: 3.3 Courbe de perméabilité du sable d'El Oued.

CHAPITRE IV

MOUVEMENT DE L'EAU DANS LES SOLS ISOTHERMES

IV-I - Considérations théoriques sur le mouvement de l'eau dans les corps poreux - Equations fondamentales

L'étude du mouvement de l'eau dans un corps poreux est un problème de mécanique des fluides. Pour le traiter on peut envisager de l'aborder à partir de l'équation dynamique de Navier.

$$\frac{\partial v}{\partial t} + (v,\text{grad})v = F - \frac{I}{\rho} \text{ grad } p + \frac{\mu}{\rho} v + \frac{I}{3} \frac{\mu}{\rho} \text{ grad div } v \qquad (4.I)$$

dans laquelle :

v = vitesse d'un point (x, y, z) du fluide à l'instant t

F = densité de forces massiques, par unité de volume du fluide.

ρ, μ et p, respectivement, la masse spécifique, la fiscosité dynamique et la pression du fluide

Dans cette équation, qui traduit la loi fondamentale de la dynamique appliquée aux fluides, figurent au deuxième membre les forces qui agissent sur un élément de volume du fluide : forces extérieures F, forces de pression

p et forces internes (viscosité). Le premier membre représente les forces d'inertie, dont le terme quadratique peut être mis sous la forme :

$$-\left[v,\ \text{rot}\ v\right] + \frac{I}{2}\ \text{grad}\ v^2 \qquad (4.2)$$

soit, respectivement, l'accélération de Coriollis et l'énergie cinétique du mouvement.

Dans le traitement classique que nous considérons pour le moment, il faut faire intervenir l'équation de la conservation de la matière, les conditions à la limite, qui se traduisent, sur les parois, par l'équation :

$$v = 0 \qquad (4.3)$$

et l'équation d'état du fluide

$$f(\rho, p, T) = 0 \qquad (4.4)$$

Dans l'application de ces équations aux matériaux poreux, il est bien évident que des simplifications notables peuvent être faites dans les équations de Navier. Etant donné les faibles vitesses des fluides dans ces milieux les termes quadratiques des forces d'inertie peuvent être négligées dans la mesure où le nombre de Reynolds R_e ne dépasse pas l'unité.

$$R_e = \frac{v d \rho}{\mu} \qquad (4.5)$$

où d = représente une grandeur assez mal définie caractérisant la grosseur des particules ou le diamètre des pores.

Par ailleurs, dans les milieux poreux saturés, l'équation de continuité devient :

$$\operatorname{div} v = 0 \tag{4.6}$$

et nous pouvons alors écrire 4.I sous la forme

$$\frac{\lambda}{\rho} \quad v = - \operatorname{grad} \Phi \tag{4.7}$$

ou

$$\Delta \Phi = 0 \tag{4.8}$$

avec

$$\Phi = \frac{p}{\rho g} + z \tag{4.9}$$

pour les écoulements stationnaires.

Toutefois, et malgré ces simplifications, les conditions à la limite restent d'une complexité rebutante qui empêchent pratiquement de poursuivre plus loin l'analyse du problème dans cette voie.

Nous avons considéré l'écoulement jusqu'ici d'un point de vue microscopique, à l'échelle des grains. Les grandeurs physiques qui le caractérisent sont, en chaque point, la charge hydraulique Φ et la vitesse réelle des

particules fluides v (u, v, w), variables de point à point et éventuellement, si l'écoulement est variable, dans le temps, à chaque point.

D'un point de vue macroscopique, nous pouvons considérer un écoulement fictif caractérisé maintenant par la charge moyenne $\emptyset$ sur une petite surface élémentaire et une vitesse fictive appelée vitesse de filtration ou vitesse apparente v_{liq}, définie comme étant le débit traversant l'unité de surface normale à la direction de l'écoulement. Pour que la définition précédente ait du sens il faut que l'élément de surface contienne un très grand nombre de grain condition indispensable pour pouvoir considérer le milieu comme homogène. Nous définissons de cette façon un champ de vitesse continue, alors que précédemment, à l'échelle microscopique le champ des vitesses se limitait aux canalicules du milieu.

Dans cet esprit, on peut remplacer les équations dynamiques de Navier, qui se sont avérées si encombrantes, par l'équation empirique de Darcy, où se trouvent incorporées les réactions dynamiques du fluide dans le milieu poreux. Il est logique d'admettre qu'un traitement statistique de l'écoulement dans les matériaux poreux doit permettre d'aboutir à l'équation de Darcy en partant des équations de Navier Des essais ont été fait dans ce sens (Scheidegger, 1956).

L'équation de Darcy, s'écrit, en langage vectoriel

$$v_{liq} = - k \text{ grad } \emptyset \qquad (4.10)$$

où $\emptyset$ est le potentiel total au charge hydraulique, somme du potentiel de pression et du potentiel gravitationnel.

Les nombreuses études expérimentales effectuées sur les matériaux saturés ont permis de fixer les limites de validité de la loi de Darcy. On admet couramment que cette limite correspond à des nombres de Reynolds de l'ordre de I, bien qu'elle soit relativement imprécise étant donnée l'incertitude de la définition de d (équation 4.5).

Nous avons vu au chapitre précédent que la présence de l'air dans les pores des matériaux entraine une variation du coefficient de perméabilité en fonction du degré de saturation du milieu, par ailleurs relié à l'évolution antérieure du milieu. Malgré celà, pour des configurations bien définies de l'humidité dans les pores, l'évidence expérimentale dont nous disposons à l'heure actuelle semble justifier la validité de la loi de Darcy pour les milieux non saturés.
Le potentiel de pression qui figure dans l'équation est dans ce cas, le potentiel capillaire.

Pour étudier l'écoulement de l'eau dans les milieux non saturés, il importe d'établir l'équation de continuité.

A cet effet, considérons un milieu de compacité constante et invariable, et soit w_v (x, y, z, t) la teneur en eau volumique, variable, en général, de point à point et,

éventuellement, à chaque point, avec le temps. Imaginons dans le milieu une surface S fermée, fixe, découpant un volume τ. Si le milieu est intéressé par un transfert d'eau, la quantité d'eau qui traverse la surface S pendant le temps δt est :

$$\delta t \int_S \rho\,(v, n)\, dS$$

où n est la normale à la surface S.

Cette quantité est égale à la variation de la quantité d'eau à l'intérieur du volume τ.

$$- d \int_\tau \rho w_v \; d\tau$$

d'où :

$$- \frac{d}{dt} \int_\tau \rho w_v \; d\tau = \int_S \rho\,(v, n)\, dS$$

et, applicant le théorème du divergent

$$\int_\tau \left[\rho \frac{\partial w_v}{\partial t} + \operatorname{div} (\rho\, v) \right] d\tau = 0$$

et, si l'intégrale doit être nulle pour tout volume τ il faut que :

$$- \frac{\partial w_v}{\partial t} = \operatorname{div} v \qquad (4.11)$$

qui est l'équation de continuité ou de conservation de masse pour les milieux poreux pulvérulents.

L'équation fondamentale du mouvement de l'eau dans les sables découle immédiatement de 4.11 en faisant intervenir l'équation de Darcy :

$$\frac{\partial w_v}{\partial t} = \text{div} \left(k \, \text{grad} \, \emptyset \right) \qquad (4.12)$$

Nous avons montré précédemment que Ψ et k ne sont pas, en général, fonctions univoques de w_v. Toutefois dans certaines conditions on peut admettre que le matériau évolue suivant une courbe de succion déterminée, à laquelle correspond une loi de variation de $k\,(w_v)$ connue. Cette condition est indispensable pour pouvoir dériver Ψ ou k par rapport à w_v .

Le problème général du mouvement de l'eau dans les sols se pose de la façon suivante : étant donné un milieu poreux et ses conditions à la limite il s'agit de déterminer la répartition de teneur en eau et son évolution dans le temps.

La solution générale d'un tel problème est extrêmement complexe, car étant donné que k est une fonction de Ψ (ou de w_v), nous avons affaire à des équations du type Fokker Plank, non linéaires.

On peut donner à l'équation précédente la forme

suivante en faisant figurer Ψ au lieu de w_v , $\Psi(w_v)$ étant une fonction dérivable :

$$\frac{dw_v}{d\Psi} \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \text{div} (k \text{ grad } \emptyset) \qquad (4.I3)$$

La solution de cette équation permet d'avoir le champ de $\Psi(x, y, z, t)$.

Dans le cas d'un écoulement stationnaire l'équation 4.I2 se simplifie et nous avons, pour un écoulement vertical (axe des z ż orienté positivement vers le haut).

$$\frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial \emptyset}{\partial z}) = 0 \qquad (4.I4)$$

qui donne, après une première intégration

$$k \frac{\partial \emptyset}{\partial z} = k (\frac{\partial \Psi}{\partial z} + I) = v_o \qquad (4.I5)$$

où v_o est une constante. S'il s'agit d'une infiltration en surface le débit $v_o > 0$; par contre dans le cas d'une évaporation $v_o < 0$. De toutes façons, dans les deux cas Ψ est connu à la surface : $\Psi = \Psi_o$. Soit z_w la profondeur de la nappe phréatique :

$$z_w = \int_0^{\Psi_0} \frac{d\Psi}{I - v_o/k} \qquad (4.I6)$$

Par intégration numérique ou graphique on peut trouver la solution :

$$z_w\ (vo,\ \Psi\ 0)\ \text{ou}\ \ vo\ (z_w,\ \Psi o) \qquad (4.I7)$$

et étudier l'influence de la profondeur de la nappe dans le débit évaporé, par exemple.

En général, et pour un système à écoulement vertical 4.I2 devient :

$$\frac{\partial w_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D \frac{\partial w_v}{\partial z}\right) + \frac{\partial k}{\partial z} \qquad (4.I8)$$

où :

$$D = k \frac{d \Psi}{d w_v} \qquad (4.I8')$$

Dans un écoulement horizontal, le deuxième terme du deuxième membre disparait et nous avons une équation du type de Fourier, non linéaire, où k joue le rôle de la conductivité thermique et $\frac{d w_v}{d\Psi}$ le rôle de la chaleur spécifique ou de la capacité calorifique :

$$\frac{\partial w_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D \frac{\partial w_v}{\partial z}\right) \qquad (4.I9)$$

Nous appellerons, par analogie, $\frac{d w_v}{d \Psi}$ capacité d'humidité spécifique. D représente la diffusivité de la

phase liquide, et l'équation écrite sous cette forme peut être interprétée comme l'équation de diffusion de l'humidité dans le corps poreux. Toutefois, il ne faut pas confondre cette interprétation mathématique du phénomène avec le mécanisme réel des échanges d'humidité. En effet, la migration de l'eau répond au gradient de succion, les quantités mises en jeu et les vitesses des transferts dépendant de la perméabilité du milieu.

L'équation 4.I8 rappelle l'équation de la consolidation des couches argileuses. Le coefficient de diffusivité D remplace le coefficient de consolidation c_v, fonction de la perméabilité et de la pente de la courbe esdométrique. Onpeut dire que les deux équations sont identiques. Toutefois, l'équation de Terzaghi pour être applicable à des milieux non saturés doit être établie à partir de la courbe de succion, comme nous venons de le faire.

Pour appliquer l'équation fondamentale 4.I2 à l'étude du mouvement de l'eau dans les sables, il est nécessaire de déterminer la diffusivité liquide D.

IV.2 - Détermination expérimentale du coefficient de diffusivité.

La détermination expérimentale du coefficient de diffusion D se heurte au fait que D est une fonction de la teneur en eau, ou du degré de saturation, comme d'ailleurs k et $\frac{d\Psi}{dw_v}$.

IV.2.I - Principe de la mesure - Montage expérimental

Le principe de la méthode utilisée consiste à étudier l'évolution d'un système à l'intérieur d'une fourchette de teneurs en eau suffisamment petite pour qu'on puisse admettre que la diffusivité reste sensiblement constante, et déterminer de cette façon la valeur moyenne du coefficient D. L'essai répété a d'autres valeurs de la teneur en eau permettra d'étudier la variation de D avec w.

Considérons à cet effet une galette de sol de faible épaisseur, en équilibre sur une pierre poreuse à la succion Ψ_I Si on monte brutalement la succion à la valeur Ψ_2 le matériau évacuera un certain volume d'eau Q. La courbe de débit en fonction du temps permet la détermination de D à condition que Ψ_2 soit choisi judicieusement pour que la variation de D soit faible dans l'intervalle de succion (Ψ_I, Ψ_2).

On peut appliquer à ce système l'équation 4.I3, en négligeant le terme de pesanteur étant donné la faible épaisseur de l'échantillon. Nous avons alors :

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = \bar{D} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \qquad (4.20)$$

où $\bar{D}$ est la valeur moyenne de D.

Sur la figure 4.I, nous donnons le schéma du montage utilisé pour ces essais. L'échantillon a un diamètre

de 9,2 cm et une épaisseur de 2,5 cm, en moyenne. Nous avons opéré sur des matériaux préalablement saturés, le volume écoulé étant reçu dans une burette graduée, et mesuré en fonction du temps écoulé après application de la succion Ψ_2. Les courbes de débit obtenues pour les deux sables essayés sont représentées sur les graphiques 4.2 et 4.3.

Avant d'analyser ces essais, précisons comment on peut calculer à partir de ces courbes le coefficient de diffusivité D. Ceci revient à résoudre l'équation 4.I9 pour le système donné. Soit :

A - la section droite de l'échantillon

ℓ - sa longueur

et prenons l'origine de l'axe des z z au contact de la pierre poreuse et de l'échantillon.

Les conditions à la limite sont :

- à la face inférieure $\Psi(0,t) = \Psi_2$ (4.2I)
- à la face supérieure $v = k \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z}\right)_{z=\ell} = 0$ (4.22)

On peut exprimer cette condition différemment. Considérons un échantillon de hauteur 2ℓ dont la face supérieure se trouverait aussi à la succion Ψ_2 :

$$\Psi(2\ell, t) = \quad _2 \qquad (4.23)$$

Pour des raisons de symétrie le débit à travers le plan médian, $z = \ell$, est nul.

Par ailleurs à l'état initial :

$$\Psi(z, 0) = \Psi_2 - \Psi_I = \Delta\Psi \qquad (4.24)$$

La solution de l'équation 4.I9 avec ces conditions initiales est bien connue en Mécanique des Sols, et nous pouvons écrire :

$$\Psi(z,t) - \Psi_I = \frac{4\Delta\Psi}{\Pi} \sum_{n=I}^{n=\infty} \frac{I}{n} \sin\left(\frac{n\Pi z}{2}\right) e^{-\alpha^2 D t} \qquad (4.25)$$

avec :

$$\alpha = \frac{n}{2\ell} \qquad (n = I, 3, 5, 7 \ldots)$$

Admettant que dans l'intervalle de succion (Ψ_2, Ψ_I) la relation $\Psi(w_v)$ puisse être considérée comme une droite :

$$w_v(\Psi) = w_{vI} - \frac{w_{vI} - w_{v2}}{\Delta\Psi}(\Psi - \Psi_I) \qquad (4.26)$$

$$= a - b(\Psi - \Psi_I)$$

Faisant intervenir 4.25 en 4.24, nous avons $w_v(z,t)$ d'où on peut déduire l'évolution de la quantité totale d'eau entre 0 et ℓ . Si W (t) est le volume d'eau restant dans l'échantillon à l'instant t, le débit évacué est égal à :

$$Q(t) = W(0) - W(t) \qquad (4.27)$$

ce qui nous permet d'écrire, en prenant seulement le premier terme de la série, la formule approchée :

$$Q(t) = Q_{\infty}\left[1 - \frac{8}{\pi^2} e^{-\alpha^2 D t}\right] \qquad (4.28)$$

en appelant Q_{∞} le débit total

$$Q_{\infty} = b\ A\ \ell\ \Delta\Psi \qquad (4.29)$$

L'expression 4.27 montre que D peut être déterminé à partir du coefficient angulaire de la droite obtenu en représentant $\log_e (Q - Q_{\infty})$ en fonction de t. Le coefficient angulaire est en effet :

$$-\left(\frac{\pi}{2\ell}\right)^2 D \qquad (4.30)$$

Pour déterminer D il suffit de tracer les courbes des figures 4.2 et 4.3 sur papier semi-logarithmique, en portant en ordonnées $\log_{10} (Q - Q_{\infty})$ et en abcisses le temps. Sur la figure 4.4 nous avons représenté quelques courbes pour le sable de Fontainebleau.

Dans le calcul précédent nous avons admis que la pierre poreuse n'offrait aucune résistance à l'écoulement. En réalité ceci n'est pas tout à fait juste.

L'impédance ou résistance à l'écoulement est donnée par :

$$z = \frac{\Delta \Psi}{v} = \frac{\ell}{k} \qquad (4.31)$$

Dans nos essais, nous avons employé des pierres poreuses de 0,46 cm. d'épaisseur et de perméabilité $k = 10^{-2}$ cm/sec.

L'impédance de la pierre et du sol sont alors respectivement :

$$Z_p = 0,46 \times 10^{-2} \text{ sec (pierre 3)}$$

et

$$z_s = \frac{2,5}{k} \text{ sec.}$$

Aux faibles succions $z_s \simeq 1,25 \times 10^3$ sec,

d'où $$\frac{z_s}{z_p} = 25.$$

Elrick et Miller (1958) ont établi une méthode de calcul permettant de faire intervenir la résistance à l'écoulement de la pierre. Nous avons interprété nos essais d'après cette méthode de calcul et certains des points indiqués sur les graphiques 4.7 et 4.8 ont été ainsi obtenus.

IV.2.2 - Résultats des essais

Pour une bonne définition des conditions d'essais nous avons toujours opéré sur des échantillons initialement saturés. La succion a été augmentée par des paliers successifs choisis d'après l'allure de la courbe de succion, et en évitant de provoquer une variation trop importante de la teneur en eau du sol. Les courbes expérimentales montrent dans quelle mesure nous avons réussi à contrôler de cette façon la teneur en eau, et, par celle-ci, le coefficient de diffusivité D.

Dans le cas du sable de Fontainebleau, toutes les courbes de la figure 4.2 présentent une allure caractéristique des courbes de diffusion et ce n'est que la courbe correspondant au palier 50/60 cm. d'eau qui montre une certaine dérive traduite par un palier légèrement incliné. Il est fort probable que dans ce cas nous ne soyons pas parvenus à une configuration d'équilibre dans les pores, et que nous soyons devant une amorce d'instabilité. Ce cas est beaucoup plus net avec le sable d'El Oued où la courbe concernant l'accroissement de 50 à 60 cm. de succion(fig.4.3) accuse deux décrochements.

Ceci semble indiquer que l'humidité a évolué d'abord vers un état d'équilibre correspondant à la branche de drainage de la courbe de succion, et que, ensuite le sol s'est déplacé, à succion constante, vers la branche d'imbibition, avec une configuration intermédiaire d'équilibre.

Ce phénomène s'est produit de nombreuses fois pendant les essais de perméabilité, où l'écoulement de l'eau à travers le milieu semble favoriser le passage du matériau de l'équilibre sur la branche de drainage à l'équilibre sur la branche d'imbibition.

Par ailleurs, ces essais nous permettent de déterminer directement le volume de chaque classe de pores correspondant aux pressions de vidange appliquées. Nous avons reporté sur les graphiques 2.5 et 2.7 du Chapitre II les points expérimentaux ainsi obtenus, qui se trouvent en très bon accord avec la porométrie déterminée à partir de la courbe de succion (drainage).

IV.3 - Discussion des résultats d'essais - Comparaison avec les valeurs théoriques

Nous avons montré précédemment que la diffusivité de la phase liquide est égale au produit du coefficient de perméabilité par la pente de la courbe de succion sur laquelle le système évolue (équation 4.I8').

Par des méthodes expérimentales différentes nous avons déterminé, pour des sables évoluant sur la courbe de drainage, la succion, la perméabilité et le coefficient de diffusivité. La vérification expérimentale de la relation 4.I8' constitue un test de la validité des équations 4.I8.

Sur les graphiques 4.5 et 4.6 nous avons tracé les courbes de variation de la pente des deux branches de la relation Ψ (w) en fonction de la teneur en eau pondérale w. Ces courbes qui rappellent un U ouvert, présentent un palier central, qui correspond au corps semi-saturé, les deux branches presque verticales correspondant respectivement au matériau saturé et au matériau à phase liquide divisée en gouttes. Utilisant les courbes expérimentales de k (w) nous avons tracé les courbes donnant la diffusivité aussi bien pour les sables en drainage qu'en imbibition, par application de 4.I8'. (fig. 4.7, 4.8, 4.9 et 4.I0)

Les points expérimentaux correspondant aux essais de diffusivité sont reportés sur les mêmes graphiques. Dans le cas du sable de Fontainebleau les points expérimentaux se disposent au voisinage des courbes théoriques. L'accord est moins satisfaisant pour le sable d'El Oued car des variations trop importantes d'humidité sont intervenues pendant l'essai de diffusivité. Dans son ensemble et compte tenu de la nature des phénomènes étudiés, on peut dire que l'allure des phénomènes a été bien reproduite par l'équation 4.I8'.

Dans ces conditions, il nous parait justifié d'utiliser le montage pour la détermination du coefficient D pour avoir k, à condition de connaître au préalable la courbe de succion, et d'être certain d'évoluer toujours sur la même branche de la courbe succion-teneur en eau.

Les courbes des figures 4.7, 4.9 et 4.IO montrent la grande étendue des variations du coefficient de diffusivité dans les milieux sableux, ce qui fait que dans l'étude du mouvement de l'eau l'hypothèse d'un coefficient constant est très éloignée de la réalité.

Par contre, pour les matériaux fins, limons et argiles, le coefficient de consolidation c_v varie d'une façon beaucoup moins accentuée. Typiquement, pour les matériaux courants, c_v est compris entre IO^{-2} et IO^{-4} cm2/sec. Cette circonstance favorable a permis d'étudier les phénomènes de consolidation des couches argileuses avec un outillage mathématique moins encombrant que celui qu'on est obligé de mettre en oeuvre pour l'intégration des équations 4.I3, 4.I8 ou 4.I9. Nous serons obligé, comme nous le verrons dans le développement de ce travail de recourir à des méthodes numériques pour intégrer ces équations.

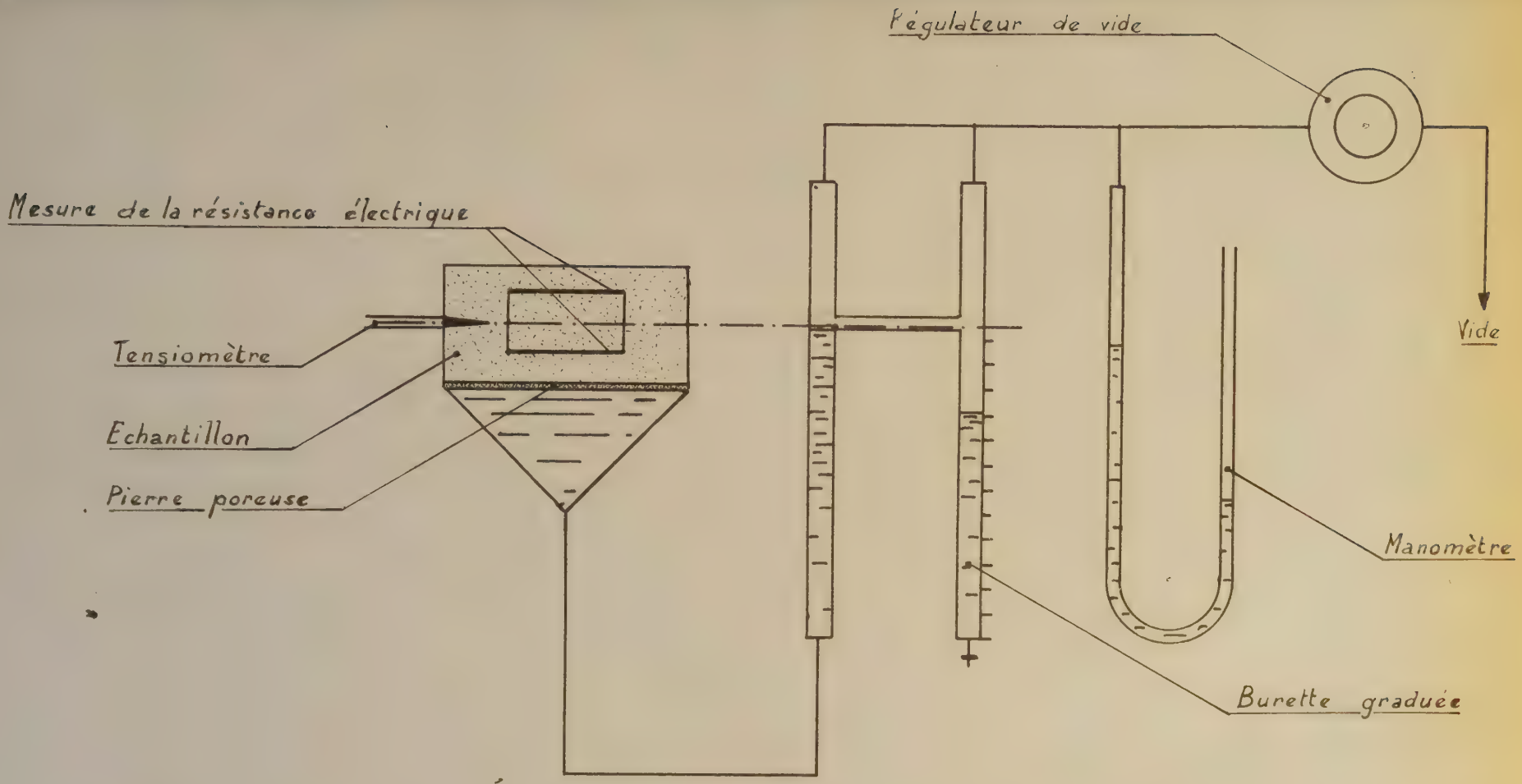
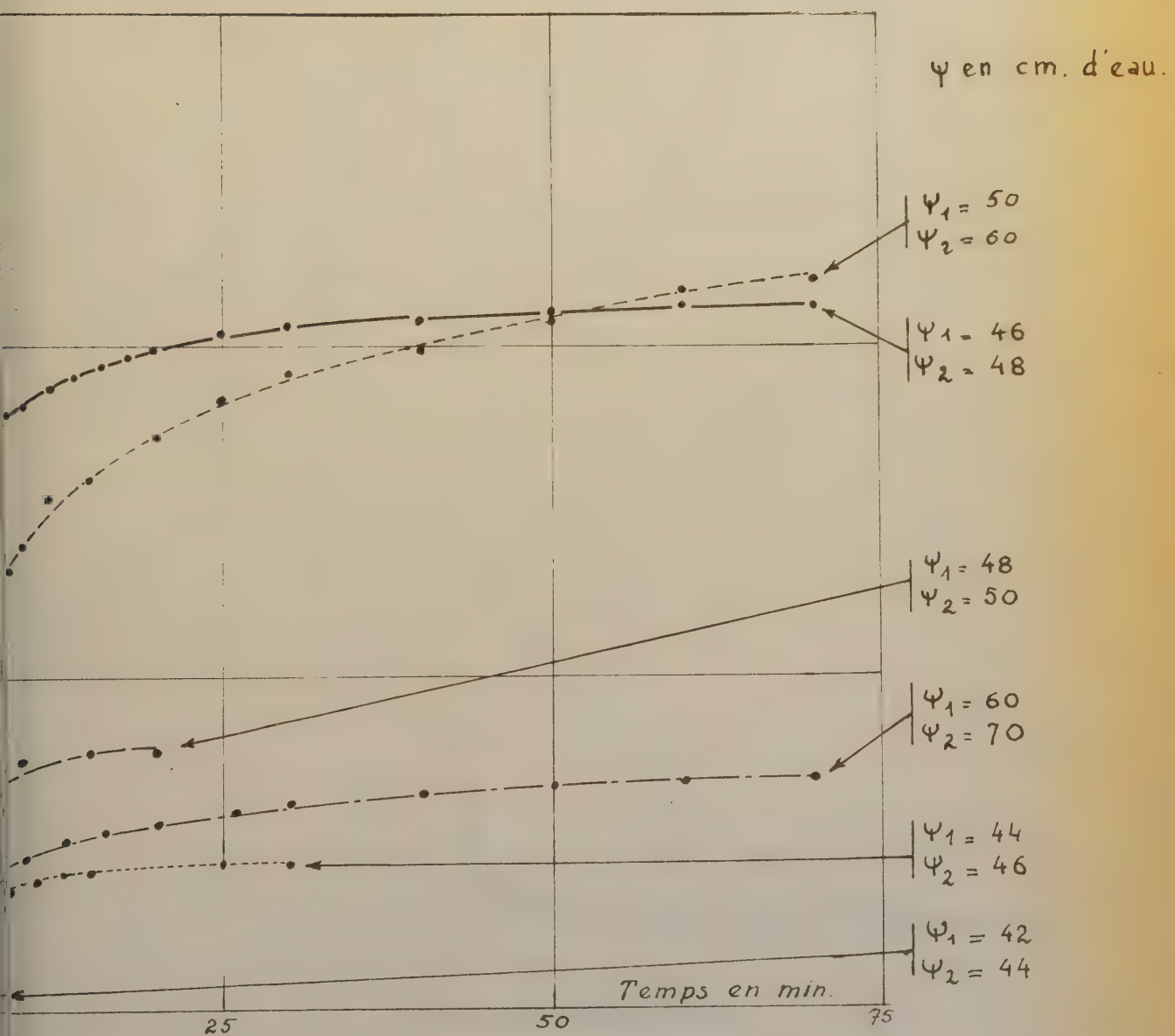


Fig.4.1 - MESURE DU COEFFICIENT DE DIFFUSIVITE EN PHASE LIQUIDE

4.2 - Détermination du coefficient de diffusivité -

Volume extrait pour chaque accroissement de succion ($\psi_1 \rightarrow \psi_2$), en fonction du temps

SABLE DE FONTAINEBLEAU



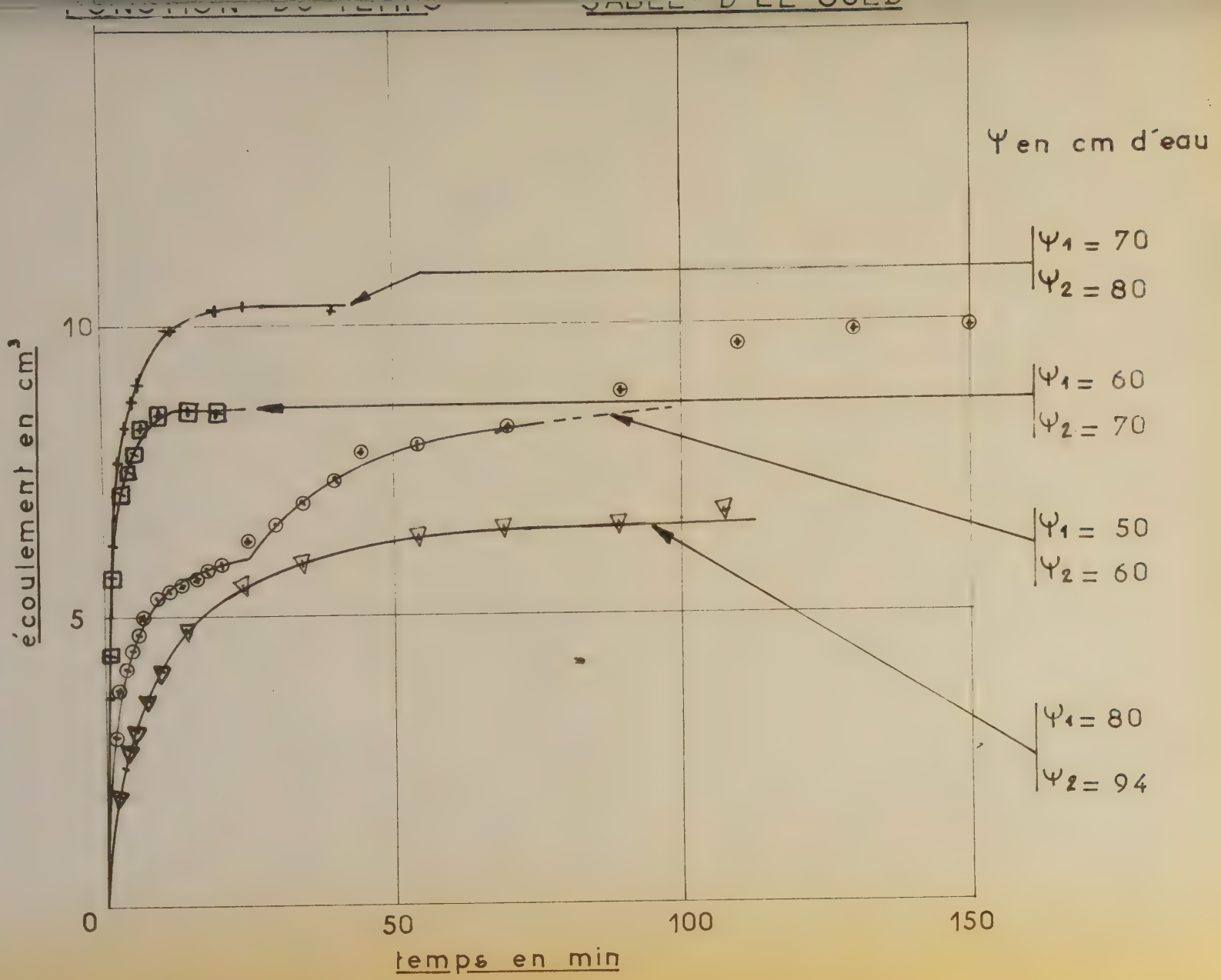


Fig.4.3 DETERMINATION DU COEFICIENT DE DIFFUSIVITE

Fig 4.4 Détermination de coefficient de diffusivité à partir des mesures de débit (sable de Fontainebleau)

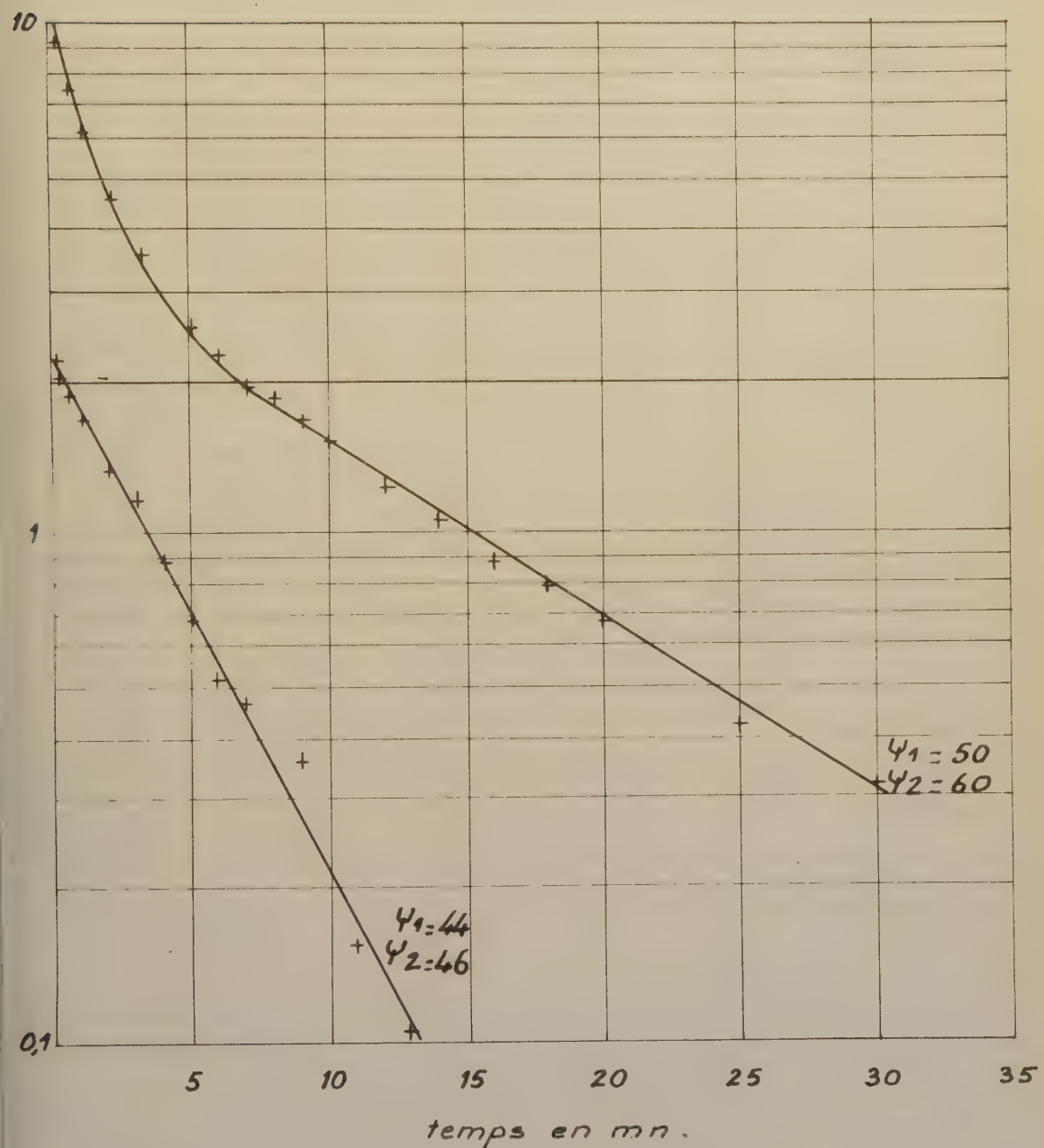
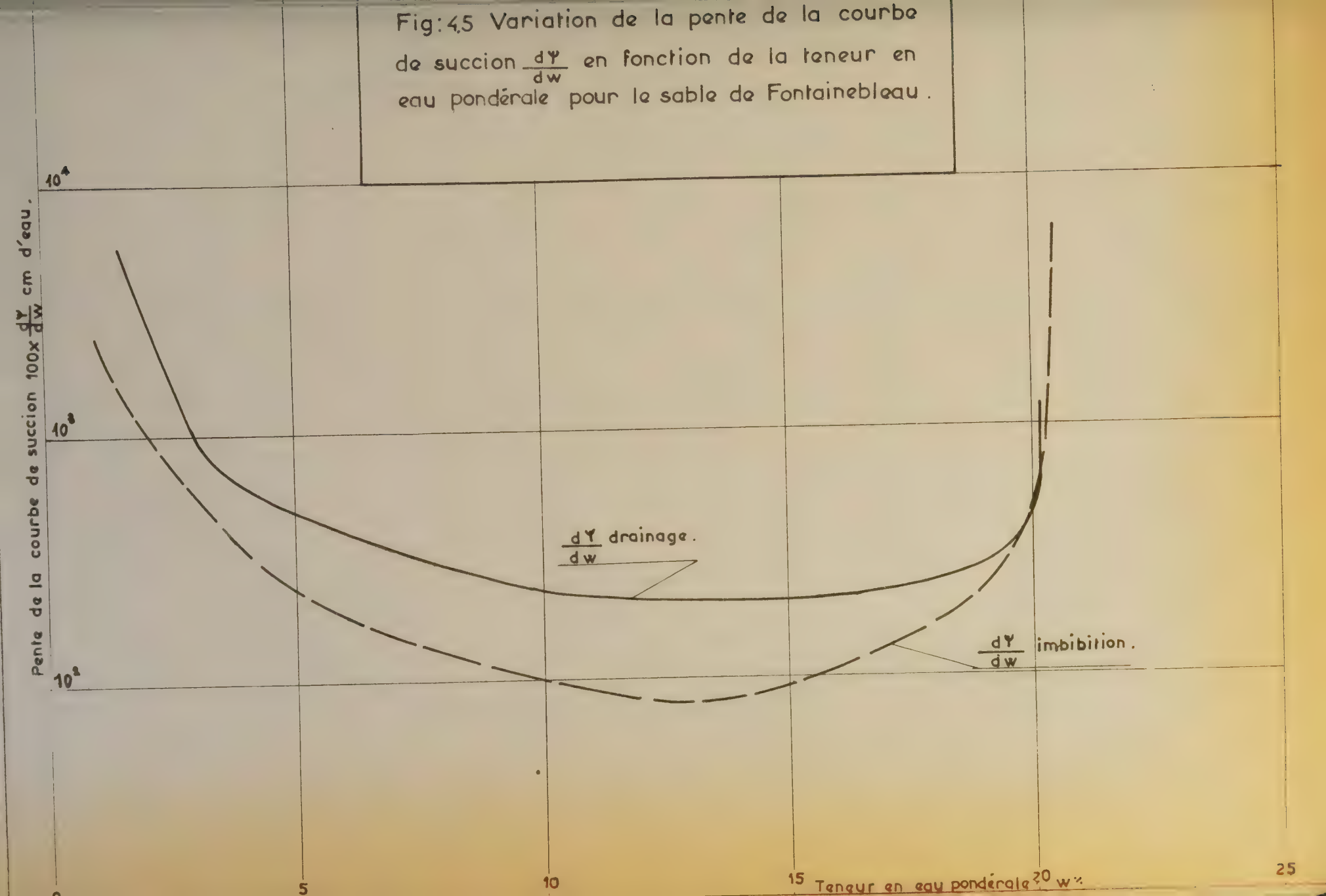


Fig: 4.5 Variation de la pente de la courbe de succion $\frac{d\Psi}{dw}$ en fonction de la teneur en eau pondérale pour le sable de Fontainebleau.



de succion $\frac{d\Psi}{dw}$ en fonction de la teneur en eau pondérale pour le sable d'El Oued.

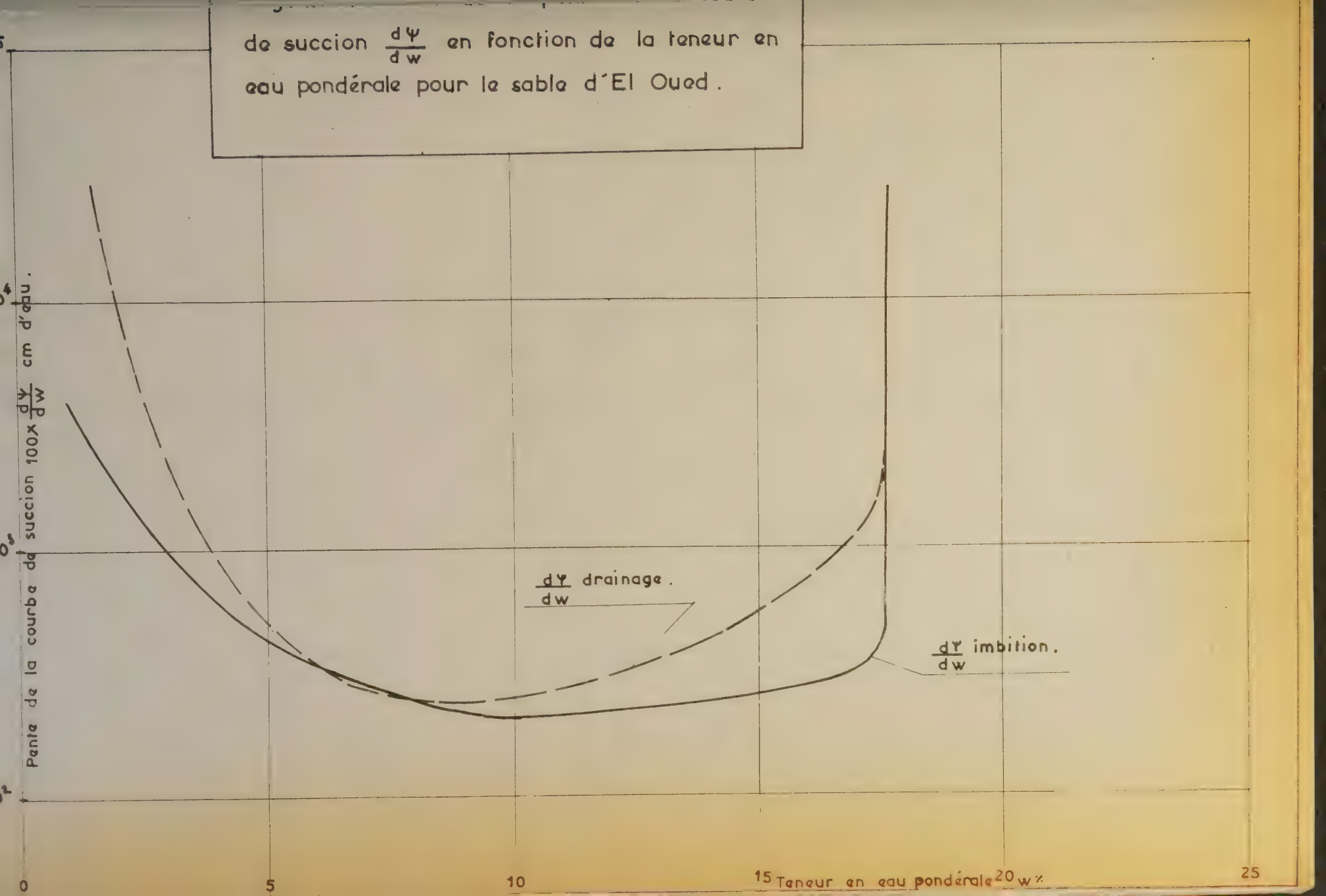
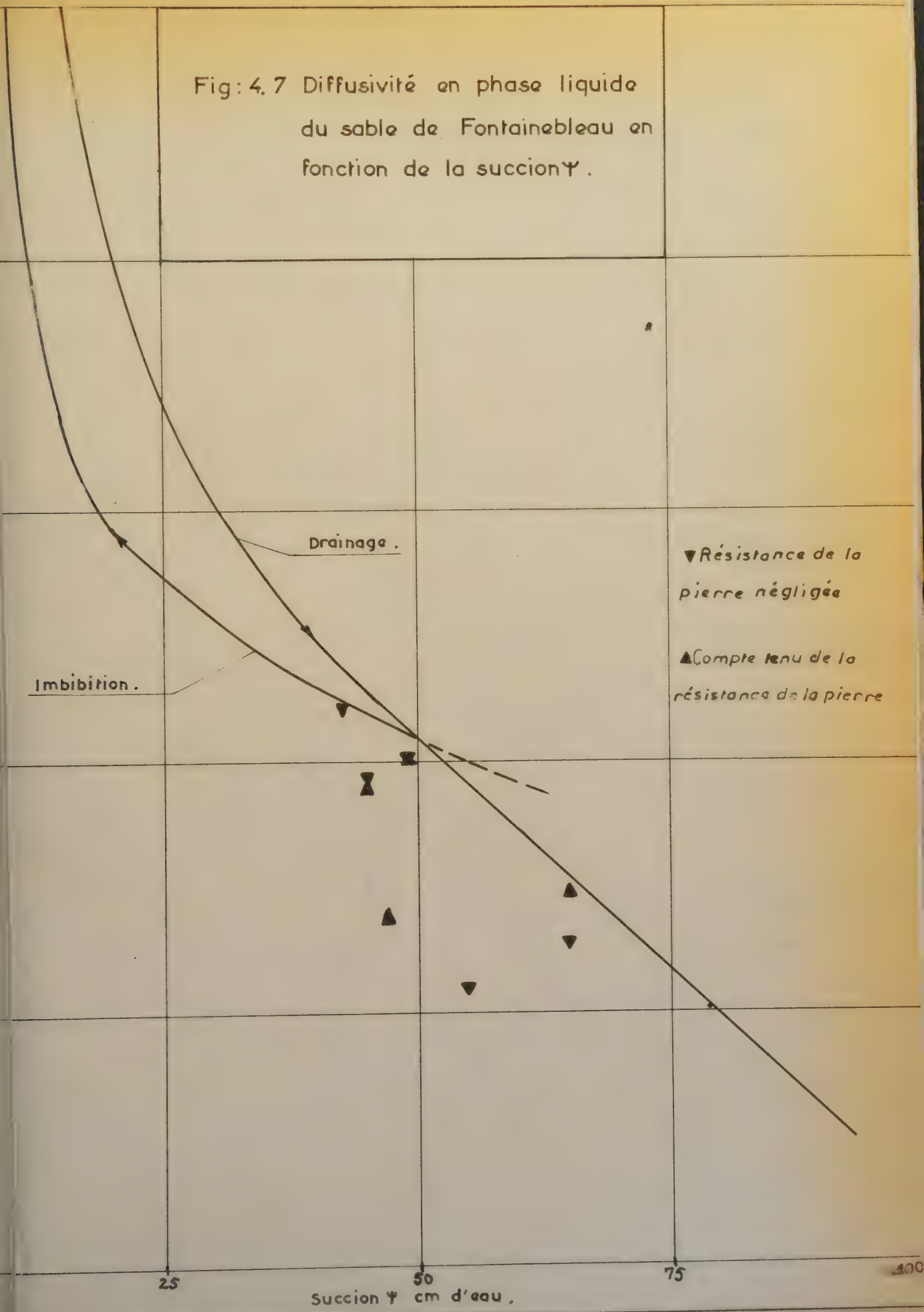


Fig: 4.7 Diffusivité en phase liquide du sable de Fontainebleau en fonction de la succion Ψ.



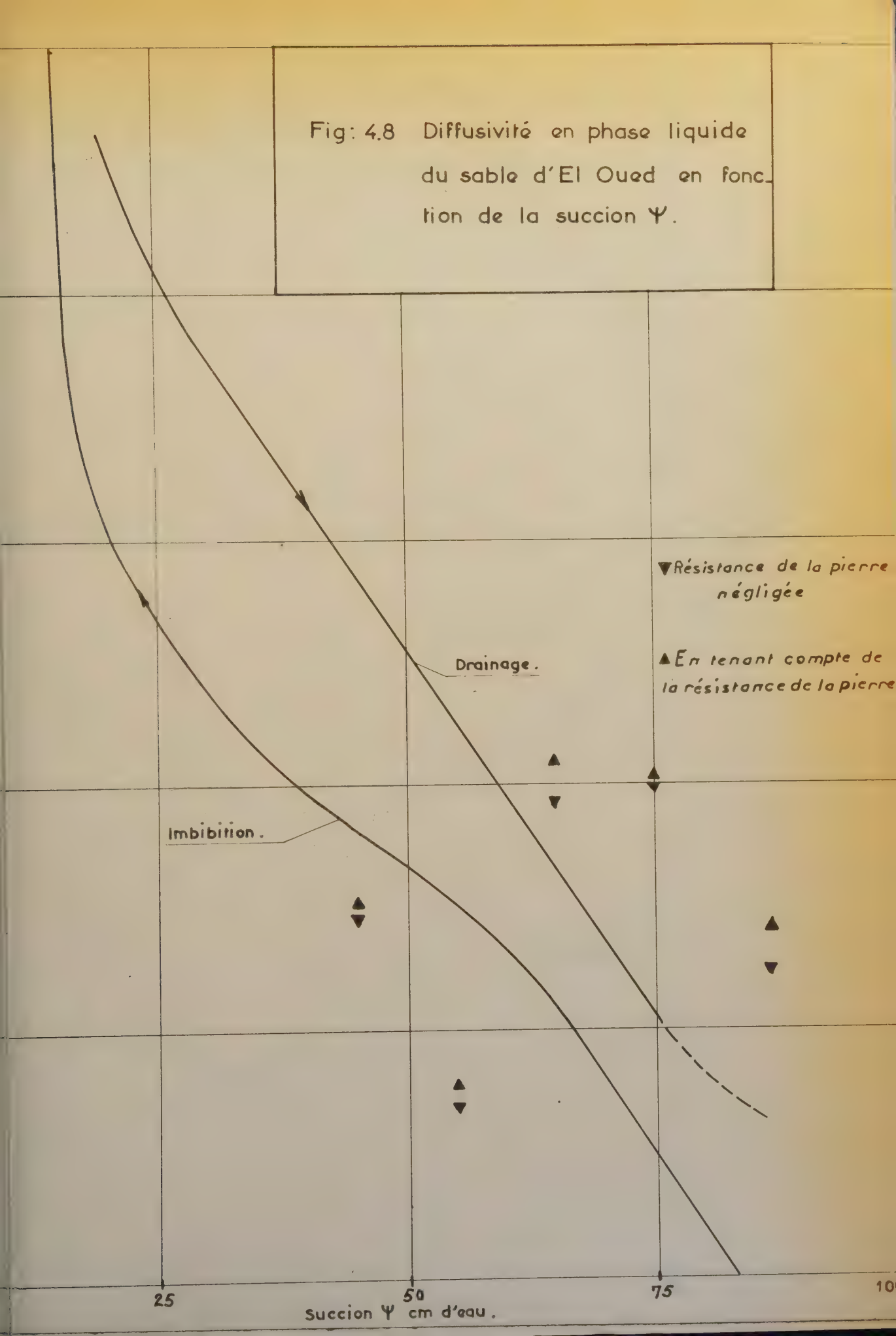
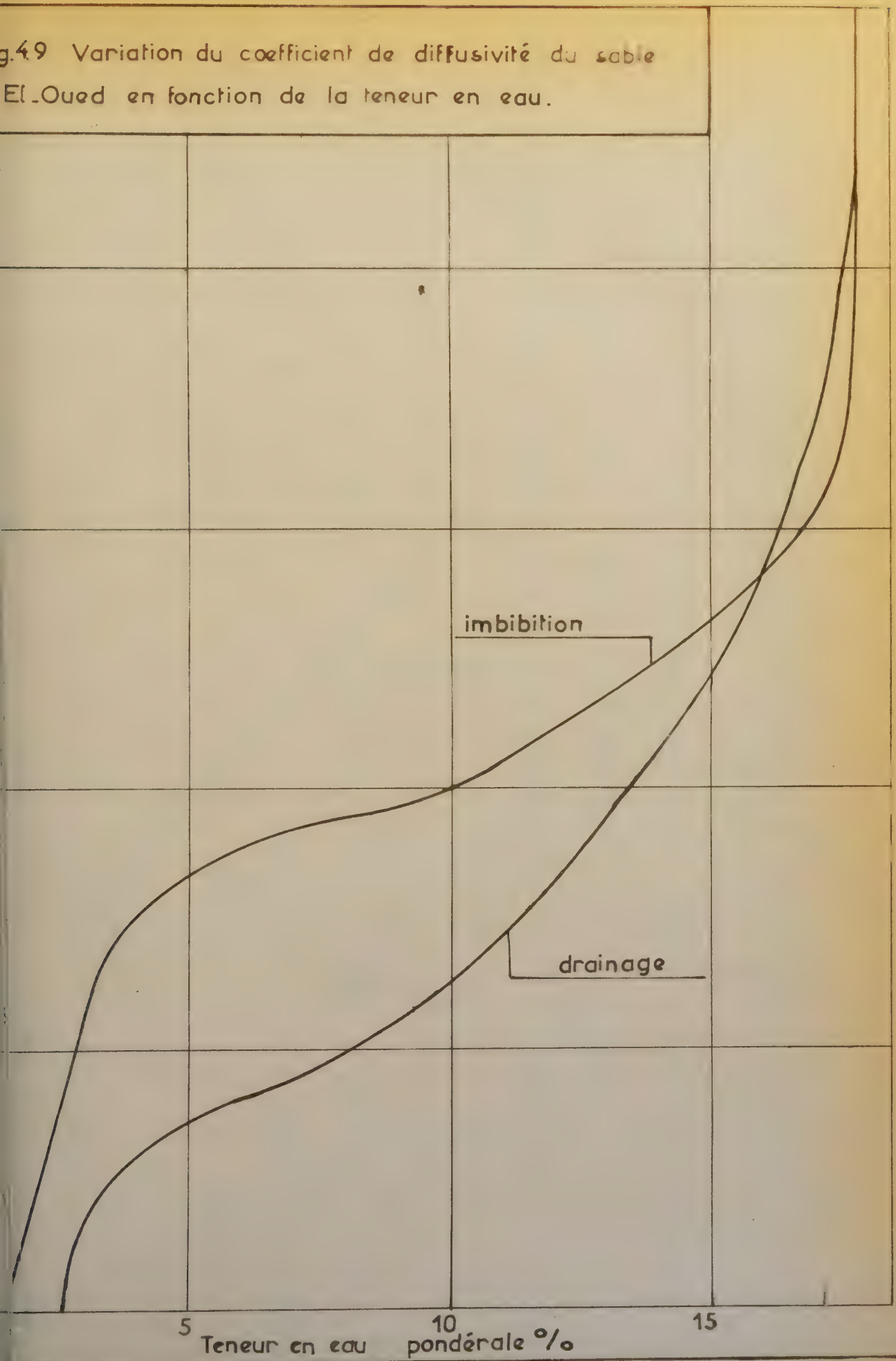


Fig: 4.8 Diffusivité en phase liquide du sable d'El Oued en fonction de la succion Ψ.

g.49 Variation du coefficient de diffusivité du sable El-Oued en fonction de la teneur en eau.



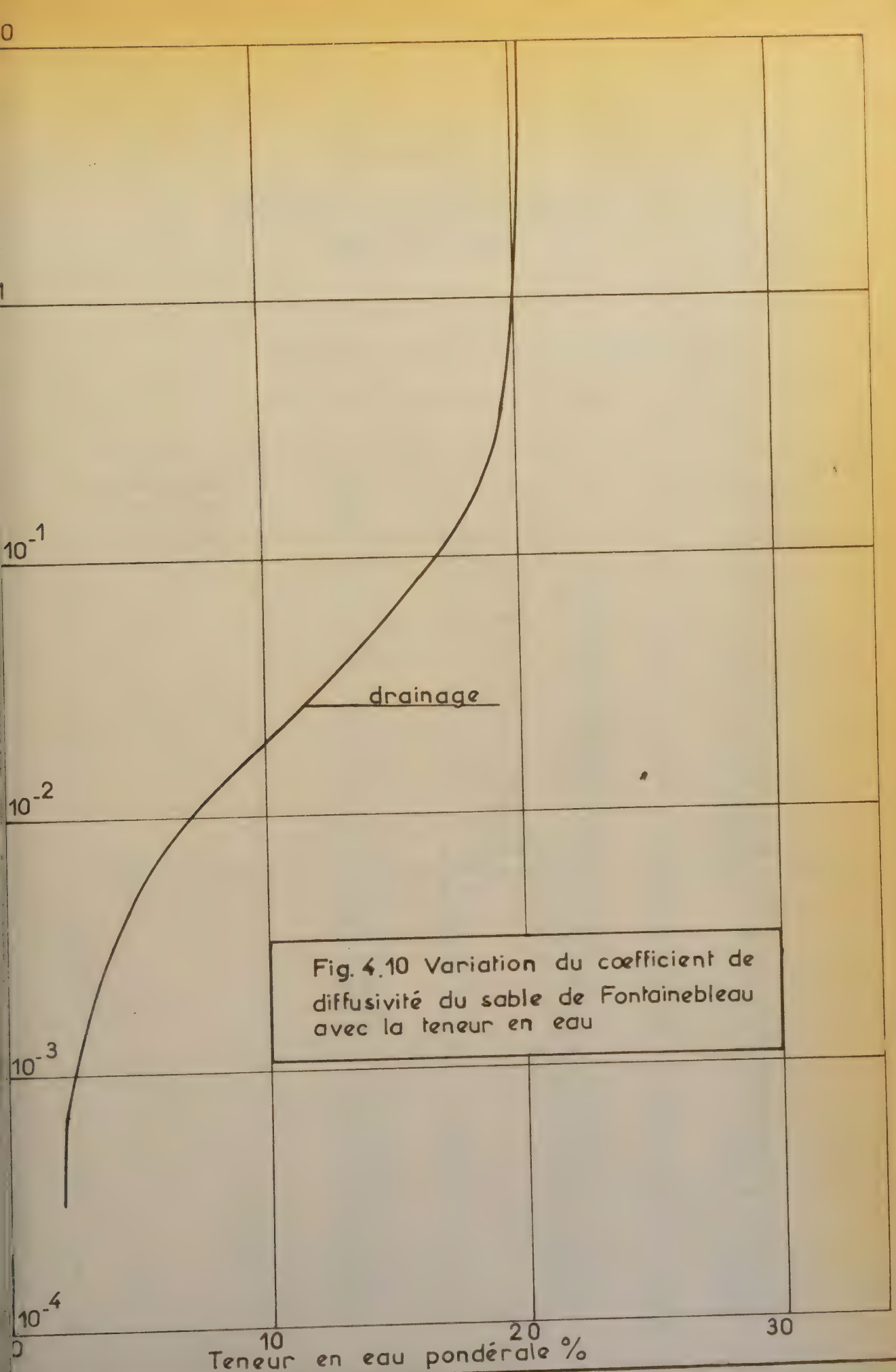


Fig. 4.10 Variation du coefficient de diffusivité du sable de Fontainebleau avec la teneur en eau

TABLEAU 4.I

MESURES DE DIFFUSIVITE SUR LE SABLE D'EL OUED

Densité sèche = I,80

Diamètre des éprouvettes = 9,2 cm.

Epaisseur de sable = 2,5 cm.

Succion cm d'eau	Débit Q (t) cm3	Q_{∞} - Q (t) cm3		Temps t sec.
40 à 50	0,00	0,50	I,00	00
	0,20	0,30	0,80	30
	0,25	0,25	0,75	60
	0,30	0,20	0,70	I20
	0,30	0,20	0,70	I80
	0,30	0,20	0,70	240
	0,35	0,I5	0,65	300
	0,40	0,I0	0,60	600
	0,45	0,05	0,55	I200
	0,45	0,05	0,55	I800
	0,50	0,00	0,50	2400
	0,50	0,00	0,50	3000
	0,50	0,00	0,50	3600
50 à 60	0,00	II,00		00
	I,40	9,60		30
	I,90	9,I0		60
	2,90	8,I0		I20
	3,70	7,30		I80
	4,I0	6,90		240
	4,45	6,55		300
	4,70	6,30		360
	5,00	6,00		420
	5,20	5,80		480
	5,30	5,70		540
	5,35	5,65		600
	5,45	5,55		720
	5,55	5,45		840
	5,65	5,35		960
	5,80	5,20		I080
	5,90	5,I0		I200
	6,30	4,70		I500
	6,55	4,45		I800

Succion cm d'eau	Débit Q (t) cm3	Q_∞ - Q (t) cm3	Temps t sec.
50 à 60 (suite)	6,90	4,I0	2I00
	7,35	3,65	2400
	7,80	3,20	2700
	7,90	3,I0	3300
	8,20	2,80	4200
	8,80	2,20	5400
	9,60	I,40	6600
	9,80	I,20	7800
	9,85	I,I5	9000
	I0,50	0,50	I0800
	I0,90	0,I0	I2600
	II,00	0,00	I4400
60 à 70	0,05	8,50	00
	4,35	4,I5	30
	5,70	2,80	60
	6,80	I,70	I20
	7,I5	I,35	I80
	7,40	I,I0	240
	7,50	I,00	300
	7,80	0,70	360
	8,25	0,25	420
	8,30	0,20	480
	8,45	0,05	540
	8,50	0,00	600
	8,50	0,00	900
	8,50	0,00	I200
70 à 80	0,00	I0,30	00
	I,80	8,50	I0
	2,90	7,40	20
	3,55	6,75	30
	5,00	5,30	60
	6,70	3,60	I20
	7,70	2,60	I80
	8,25	2,05	240
	8,70	I,60	300
	9,00	I,30	360
	9,35	0,95	420
	9,55	0,75	480
	9,70	0,60	540
	9,80	0,50	600
	9,90	0,40	720
	I0,20	0,I0	I200
	I0,30	0,00	I500
	I0,30	0,00	I800
	I0,30	0,00	2400

Succion cm d'eau	Débit Q (t) cm3	Q_∞ - Q (t) cm3	Temps t sec.
80 à 94	0,00	6,65	00
	0,80	5,85	30
	I,30	5,35	60
	I,95	4,70	I20
	2,45	4,20	I80
	2,80	3,85	240
	3,I0	3,55	300
	3,80	2,85	420
	4,I0	2,55	600
	4,75	I,90	900
	5,50	I,I5	I500
	5,90	0,75	2I00
	6,30	0,35	3300
	6,40	0,25	4200
	6,55	0,I0	5400
	6,65	0,00	6480

TABLEAU 4.2

MESURES DE DIFFUSIVITE SUR LE SABLE DE FONTAINEBLEAU

Densité sèche = 1,72

Diamètre des éprouvettes = 9,2 cm.

Epaisseur de sable = 2,5 cm.

Succion cm d'eau	Débit Q (t) cm3	$Q_{\infty} - Q(t)$ cm3	Temps t sec.
42 à 44	0,00	0,25	00
	0,10	0,15	10
	0,15	0,10	30
	0,15	0,10	90
	0,20	0,05	120
	0,20	0,05	180
	0,25	0,00	240
44 à 46	0,15	2,00	10
	0,30	1,85	30
	0,50	1,65	60 1
	0,85	1,30	120 2
	1,00	1,15	180 3
	1,30	0,85	240 4
	1,50	0,65	300 5
	1,65	0,50	360 6
	1,70	0,45	420 7
	1,80	0,35	540 9
	2,00	0,15	660 11
	2,05	0,10	780 13
	2,10	0,05	900 15
	2,15	0,00	1500 25
	2,15	0,00	1800 30
46 à 48	0,00		000
	0,30	10,70	10
	0,95	10,05	30
	1,80	9,20	60
	3,00	8,00	120
	3,95	7,05	180
	4,60	6,40	240
	5,20	5,80	300
	5,60	5,40	360
	6,00	5,00	420

Succion cm d'eau	Débit Q (t) cm3	$Q_\infty - Q$ (t) cm3	Temps t sec.
46 à 48 (suite)	6,30	4,70	480
	6,65	4,35	540
	7,00	4,00	600
	7,70	3,30	720
	8,00	3,00	900
	8,60	2,40	I200
	9,20	I,80	I500
	9,55	I,45	I800
	9,90	I,I0	2400
	I0,40	0,60	3000
	I0,90	0,I0	3600
	II,00	0,00	4200
48 à 50	0,00	3,90	00
	0,30	3,60	I0
	0,85	3,05	30
	I,45	2,45	60
	2,I5	I,75	I20
	2,50	I,40	I80
	2,80	I,I0	240
	3,00	0,90	300
	3,25	0,65	420
	3,75	0,I5	600
	3,90	0,00	900
	3,90	0,00	I200
60 à 70	0,00	3,45	00
	0,35	3,I0	I0
	0,60	2,85	30
	0,90	2,55	60
	I,25	2,20	I20
	I,50	I,95	I80
	I,70	I,75	240
	I,80	I,65	300
	2,05	I,40	420
	2,30	I,I5	600
	2,50	0,95	780
	2,70	0,75	960
	2,80	0,65	I200
	3,00	0,45	I560
	3,I0	0,35	I800
	3,20	0,25	2400
	3,30	0,I5	3000
	3,40	0,05	3600
	3,45	0,00	4200

CHAPITRE V

ETUDE EXPERIMENTALE DES PROFILS HYDRIQUES DANS DES COLONNES DE SABLE

V.I - Introduction

Dans les chapitres précédents, nous avons étudiés les propriétés des sables d'El Oued et de Fontainebleau du point de vue de la rétention et de la véhiculation de l'eau.

L'étude théorique du chapitre précédent nous a montré que la répartition de l'humidité découle de la connaissance des courbes de rétention et des courbes de perméabilité pour des systèmes évoluant sur une courbe de succion bien définie.

Il nous a paru utile pour confronter les conséquences de la théorie du mouvement et de l'équilibre d'humidité dans les corps pulvérulents, de procéder, en laboratoire, à l'étude des phénomènes d'imbibition et de drainage sur colonnes de sable rigoureusement homogènes, et dans des conditions expérimentales permettant de s'assurer de l'applicabilité des équations fondamentales.

Dans le choix des conditions expérimentales au laboratoire nous nous sommes inspirés du problème routier.

Lors de la construction d'une route sur un terrain naturel, on réalise un revêtement qui dans bien des cas est absolument étanche et met le sol à l'abri des variations

saisonnières d'humidité provoquées par les précipitations ou par l'évaporation. Dans ces conditions, l'humidité du sol au dessus de la nappe phréatique, dont le niveau est en général contrôlé grâce à un système de drainage adéquat, si les conditions locales le justifient, évolue en système fermé. En admettant que le revêtement étanche soit suffisamment large, les échanges d'humidité avec la nappe phréatique se feront surtout dans la direction verticale, à l'exception des bords de la route.

Nous avons essayé d'étudier le mécanisme de ces échanges et le développement des profils d'équilibre et intermédiaires, dans des colonnes de I,00 m. de hauteur environ, contenant une nappe phréatique à niveau contrôlé. Dans le souci d'avoir une bonne définition de l'évolution du système nous avons pris le sable soit complètement sec, après étuvage, soit entièrement saturé. Dans le premier cas, nous étudions les profils d'imbibition et dans le deuxième les profils de drainage. Nous avons par ailleurs étudié quelques cas plus complexes comme par exemple la réhumidification après drainage ou le drainage après imbibition.

V.2 - Dispositif expérimental et méthode de mesure

V.2.I - Colonnes expérimentales

Le sable a été mis dans des moules en duralumin ou en fer galvanisé. La section de ces moules est de 25,0 x I5,0 cm. et la hauteur de II0 cm. environ. Les colonnes en duralumin comportent une fenêtre en plexiglass de haut en bas de la colonne permettant d'observer les changements de couleur du sable par humidification ou essorage. La figure 5.I montre un schéma du dispo-

sitif, et la photo 5.I donne une vue de l'ensemble.

Avant de mettre le sable en place nous avons introduit une couche de gravier d'environ 5 cm. d'épaisseur, permettant d'alimenter la colonne en eau, sans introduire de résistances parasites. La granulométrie du gravier a été choisie pour éviter que le sable pénètre dans ses pores. Le poids du gravier et le volume des pores sont rigoureusement connus. Le sable a été ensuite mis en place par couches de 5 cm. d'épaisseur et damé pour assurer une densité sèche de I,72, pour le sable de Fontainebleau et de I,80 pour le sable d'El Oued. Ces valeurs représentent les densités maximales qu'on puisse obtenir avec ces matériaux et elles sont invariables et insensibles à l'humidification et aux écoulements d'eau. La densité du sable a été contrôlée couche par couche, par mesure directe du volume correspondant à la masse de sable introduite dans la colonne. La densité moyenne sur l'ensemble de la colonne a été ensuite vérifiée avec une bascule donnant le gramme. Le contrôle de la densité du sable pendant la mise en place et après remplissage de la colonne a été effectué aussi par gammagraphie, comme il sera décrit plus loin.

Nous avons rempli deux moules avec chaque sable. Sur un des moules nous avons étudié l'imbibition, sur l'autre le drainage après saturation préalable.

L'alimentation en eau a été effectuée par l'intermédiaire d'une petite cuvette, en rapport avec un tube de Mariotte plein d'eau, permettant l'alimentation à niveau constant. Pour les colonnes en imbibition, ce niveau est légèrement au-dessus de l'interface sable gravier. Le débit a été suivi en fonction du temps, l'instant zéro correspondant au remplissage de la nappe.

Un piézomètre placé dans le gravier permet de visualiser le niveau de l'eau dans celui-ci.

Pour la saturation des colonnes, la cuvette est remontée au niveau de la surface du sable. Le volume nécessaire à la saturation étant déterminé par mesure du volume d'eau écoulé et par pesée de la colonne après saturation.

La variation du niveau de la nappe est réalisée par déplacement de la cuvette d'alimentation. A la suite d'un rabattement de nappe, le débit évacué est recueilli dans une éprouvette graduée, grâce au trop plein de la cuvette.

Pour éviter l'évaporation, le sable dans le moule est couvert avec une couche de gravier coiffée d'une plaque de paraffine trouée, pour permettre l'évacuation ou l'entrée de l'air et assurer la mise à l'atmosphère des pores du milieu.

Sur la face arrière du moule sont prévus les emplacements des pointes des tensiomètres, pour déceler les variations de pression d'eau dans les pores, et en particulier la répartition d'équilibre. Des trous disposés latéralement, munis de bouchons en plexiglass, permettent d'effectuer des prélèvements dans le sable.

Les manomètres des tensiomètres, la cuvette d'alimentation et éventuellement la bouteille de Mariotte sont fixés à une planche attenante à la colonne.

Pour éviter l'effet des variations de température sur les colonnes expérimentales, l'ensemble a été installé dans une chambre isotherme, à 20ºC, avec une fourchette de service d'environ $\pm$ IºC.

Pour suivre l'évolution de la teneur en eau dans la colonne sans perturber le milieu nous avons adopté une méthode par gammagraphie. Sur la planche 5.I on peut voir la sonde utilisée à cet effet en position de mesure. Des prélèvements ont été effectués pour contrôler les valeurs données par la sonde. La pesée périodique des colonnes nous assurait une vérification globale de ces valeurs.

V.2.2 - Mesure de la teneur en eau avec la sonde à radioisotopes

La sonde de mesure est constituée par un bâti en forme de U, dont l'ouverture a été choisie en fonction des dimensions transversales de la colonne, comportant, sur un des bras une source à rayonnements Y, le cobalt 60, et sa protection, et sur l'autre bras un compteur Geiger et les plaques de collimatation pour assurer une mesure relativement fine de la densité et de la teneur en eau du sable.

Etant donné les densités de mise en place des sables, la compacité reste invariable. On peut admettre que la densité du squelette solide ne varie pas et que les variations de densité apparente détectées par la sonde sont à attribuer à l'humidification du sable. Cette densité apparente peut être traduite en termes de teneur en eau. Nous ne faisons en réalité que des mesures de densité.

V.2.2.I - Principe de la méthode

Les méthodes de mesure de la densité par les rayons Y sont basées sur l'absorption du rayonnement par la matière.

Les photons Y peuvent entrer en intéraction avec les électrons des atomes de plusieurs manières. Comme ces phénomènes font intervenir le nombre d'électrons et la masse des atomes, ils font intervenir la densité.

En fait, on remarque que l'absorption du rayonnement Y par des corps de densité diverses varie presque proportionnellement à la densité. Si un rayonnement d'intensité I tombe sur un corps d'épaisseur dx la fraction du rayonnement absorbé dI est proprotionnelle à la fois à dx et à I de sorte que :

$$dI = -\mu I \, dx \qquad (5.I)$$

ou, pour une épaisseur donnée de matière,

$$I = I_o \; e^{-\mu x}$$

où μ est le coefficient d'absorption, caractéristique de chaque matière.

Du point de vue physique, le phénomène de l'absorption est un phénomène complexe, superposition de l'effet Compton, de l'effet photoélectrique et de l'effet de production de paires d'électrons de signe contraire à la suite de l'absorption de rayons Y.

Dans le cas des matériaux sableux et pour les photons du radiocobalt d'énergie I,I à I,3 Mev, l'effet Compton est prépondérant.

V.2.2.2.- Etude du dispositif de mesure et étalonnage de la méthode.

Du point de vue pratique il est essentiel d'assure une bonne définition géométrique au système de mesure de façon que la distance source-compteur Geiger soit rigoureusement invariable. Par ailleurs, pour limiter le volume du sol intéressé par la mesure, nous avons été amené à placer le tube Geiger entre deux plaques en acier de 2 cm d'épaisse Nous avons vérifié que la tranche de sable intéressée a une épaisseur de I,5 cm. avec le montage utilisé, et que le nombre de coups enregistré par le compteur, avec une sonde de 3 milicuries, permet la mesure de la densité avec une bonne précision (plus de 20.00 cp/min. en transmission directe). La photo 5.2 montre la sonde utilisée avec le compteur d'impulsions et un bloc étalon en aluminium. On peut voir sur les plaques de collimatation le préamplificateur.

Le tube Geiger utilisé est du type autocoupeur, pour éviter que les décharges se prolongent dans le tube. La source de Co^{60} est logée dans un bloc en acier.

Le comptage des impulsions est effectué avec un compteur Saphymo, à haute tension réglable suivant le type de tube adopté. Au préalable, le palier du tube a été déter-

miné, et la tension de service choisie de façon à se trouv
à peu près au milieu du palier.

Pour se rendre compte de la dérive de l'installati
nous effectuons un comptage avant et après chaque mesure su
un bloc en aluminium, dans les conditions de service du tu

Les mesures effectuées sur le bloc étalon permet-
tent de ramener les comptages à une date de référence.

Afin de procéder à l'étalonnage du système de mesure, nous avons réalisé deux cuves de petite hauteur et de section droite identique à celle des colonnes employées. La photo 5.3 représente une de ces cuves remplie de sable.

Pour étudier l'influence de la densité sur le compte enregistré par le tube Geiger, différentes densités ont été réalisées dans ces cuves avec du sable sec ou saturé mis en place saupoudré, vibré ou damé, avec de l'argile en poudre, du ciment en poudre, de la vermiculite et du béton. La densité des sables dans les colonnes étant comprise entre I,72 et I,80 nous avons réalisé toute une plage de densités allant de 0,2 à 2,2, et encadrant les valeurs des sables. Les comptages sont effectués pendant trois minutes et répété quatre fois pour chaque point de manière à réduire les erreurs statistiques. Le temps de comptage a été réduit à une minute pour les faibles densités.

Les résultats des essais d'étalonnage sont exprimé par une relation entre le nombre d'impulsions par minute N

et la pression P équivalente à l'épaisseur de la couche traversée, produit de l'épaisseur par la densité apparente du matériau. Cette relation est logatithmique, comme il résulte de l'équation 5.2. La relation la plus probable a été déterminée en appliquant aux résultats des essais le principe des moindres carrés. Sur les graphiques 5.2, 5.3 et 5.4 sont tracées les droites d'étalonnage et le points expérimentaux correspondants pour les différents tub et moules employés. La moyenne du nombre d'impulsions obtenues sur le bloc étalon, au moment des essais d'étalonnage représente le compte de référence. Par la suite, tous les comptages effectués sur les colonnes ont été ramenés à cett valeur, en introduisant une correction déterminée à partir des comptages enregistrés avec le bloc étalon. C'est, en quelque sorte, une correction d'époque.

Les graphiques d'étalonnage nous donnent pour chaque valeur du compte N la valeur de P. L'erreur quadtique moyenne sur P est de $\pm$ 0,40 g/cm2 (erreur de la formule).

V.2.2.3 - Application à la détermination des profils de teneur en eau.

Pour obtenir la densité apparente des matériaux traversés par le rayonnement à partir de la valeur de P, il suffit de diviser P par l'épaisseur. Les points de mesure dans les colonnes sont toujours les mêmes, et l'épaisseur du matériau a été déterminée au préalable.

Toutefois, étant donné que, pour des raisons de contrôle, et pour éviter d'accumuler des erreurs expérimentales, une détermination de la densité sèche du sol dans les colonnes a été effectuée aux mêmes points de mesure avec la sonde, nous disposons de la valeur $P_o = e \times \gamma_d$.

La teneur en eau w du sol, pour toute valeur de P est :

$$w = \frac{P}{P_o} - I \qquad (5.3)$$

Pour obtenir P ou P_o, il faut d'abord ramener les comptages correspondants à la base du compte de référence n sur le bloc en aluminium :

$$N = N' \frac{n}{n'} \qquad (5.4)$$

où :

N' = compte obtenu sur la colonne à une certaine époque.

n' = compte sur le bloc étalon à la même époque.

n = compte de référence sur le bloc étalon au moment de l'étalonnage.

N = valeur corrigée de la mesure effectuée sur la colonne, et qui permet d'obtenir P ou P_o.

Etant donné la précision de P, ou de P_o, qui est sensiblement de l'ordre de 0,40 g/cm2, l'erreur maximale sur la teneur en eau est de l'ordre de $\pm$ I %, comme il résulte

d'un calcul d'erreurs sur l'expression 5.3.

On peut réciproquement déterminer l'erreur sur N pour que l'erreur sur la teneur en eau soit au maximum de I %.

De l'expression de la droite d'étalonnage

$$P = P_o(I + w) = - a \log N + b$$

il est facile de déduire, en développant le logarithme en série :

$$\frac{\triangle N}{\triangle w} = \frac{N P_o}{a} \left[I + \frac{I}{2} \frac{\triangle N}{N} + \frac{I}{3} \left(\frac{\triangle N}{N} \right)^2 + \ldots \right] \qquad (5.6)$$

Dans le cas des colonnes de sable :

$P_o = 45 \text{ g/cm}^2$

$N = 3000$ cp/min.

$a = 5I$

d'où :

$$\triangle N \simeq 27 \text{ cm/min.}$$

Dans nos mesures, l'erreur résultante sur N est inférieure à $\pm$ 20 cp/min.

Les valeurs de la teneur en eau obtenues avec la sonde ont été comparées aux déterminations par prélèvement

dans les colonnes. Compte tenu de la précision des deux méthodes de mesure l'accord est, en général, satisfaisant. Sur les graphiques 5.8, 5.I6 et 5.I7 nous avons fait figurer les points obtenus avec la sonde et les résultats sur les prélèvements. Il faut remarquer que les prélèvements ne pouvant être effectués qu'en nombre de fois très restreint, les comparaisons sont peu nombreuses.

Par contre, nous avons effectué des vérifications indirectes en calculant la quantité d'eau dans la colonne, à partir des mesures de débit et d'humidité. Ceci nous permet d'établir un véritable bilan des quantités d'eau restant dans la colonne, pompées ou évacuées. Les pesées de la colonne permettent de faire des recoupements.

Sur le tableau suivant et pour une colonne de sable de Fontainebleau, saturé au préalable, nous avons groupé les résultats de ces calculs. Pour comparer les chiffres il faut tenir compte du fait que les mesures avec la sonde sont effectuées à 8 points, et que l'interpolation des courbes peut donner aisément lieu à des erreurs.
On peut estimer que l'erreur de la détermination de la quantité d'eau à partir des profils hydriques relevés, est au minimum de 5 % et au maximum de I0 %.

TABLEAU V.I

BILAN D'EAU d'UNE COLONNE DE SABLE DE FONTAINEBLEAU

Opération	Quantité d'eau dans le sable	
	Mesure directe litre	Sonde litre
Saturation	I4,00	I4,I
Ier Rabattement à 0,50 m.	I3,35	I3,3
Ier Rabattement à I,00 m.	8,40	7,7
Ière Remontée à 0,50 m.	I2,00	I2,30
2ème Rabattement à I,00 m.	8,50	8,0
2ème Remontée à 0,50 m.	I2,40	I2,I5
3ème Rabattement à I,00 m.	9,00	8,6
Saturation	I4,00	I2,9
4ème Rabattement à I,00 m.	9,0	8,2

V.2.3 - Mesure de la pression de l'eau dans les pores

Sur la face arrière des colonnes, des tensiomètres ont été installés pour la mesure de la pression de l'eau dans les pores. Ces appareils, que nous avons déjà utilisés dans la cellule des essais de perméabilité, sont constitués essentiellement par une pierre poreuse de porométrie adaptée aux pressions à mesurer, sertie dans une pointe, en contact avec le sol et reliée à un manomètre à eau ou à mercure, suivant les cas, le système étant entièrement rempli d'eau dégazée. La figure 5.5 montre deux modèles de tensiomètre utilisés dans nos essais. Les manomètres ont été réalisés en tube polythène de I mm. de diamètre intérieur pour réduire le temps de réaction de l'appareil.

Sur les colonnes en drainage, les manomètres sont remplis avec de l'eau. Les appareils sur ces colonnes ont donné satisfaction.

Dans les sables secs, le fonctionnement des appareils est très erratique, sauf au voisinage de l'équilibre. Ceci provient du fait que, aux faibles teneurs en eau, la succion du matériau est considérable et dépasse largement une atmosphère, qui est la pression de rupture des pierres poreuses. Au delà, l'air pénètre dans la pointe, et l'appareil donne des indications fausses, et il faut le remplacer. Les tensiomètres dans ces colonnes ont permis néanmoins de déceler l'équilibre.

V.3 - Description et résultats des essais

Les essais effectués sur les colonnes de sable peuvent être classés, pour la commodité de l'exposé de la façon suivante :

- évolution du profil de teneur en eau dans les colonnes saturées à la suite du rabattement de nappe.
- développement des profils d'imbibition pour deux profondeurs de la nappe, dans les colonnes de sable sec.

V.3.I - Colonnes en drainage

Nous avons mesuré les débits évacués en fonction du temps, les profils d'humidité et la pression de l'eau dans les pores, pour chaque position de la nappe phréatique.

V.3.I.I-Courbes de débits

Les figures 5.6 et 5.7 donnent les courbes de débit respectivement pour les sables d'El Oued et de Fontainebleau. Le débit net est exprimé en cm3 par cm2 de section droite, pour faciliter la comparaison des résultats des différentes colonnes. Dans le même but, nous avons fait figurer parallèlement à l'axe des débits le degré de saturation moyen de la

colonne de sable. Les débits sont représentés en fonction du log. (I + t). Nous avons préféré utiliser cette échelle au lieu de l'échelle en $\sqrt{t}$, car les mesures initiales sont plus facilement étalées et de toutes façons, avec une échelle en $\sqrt{t}$, nous n'obtenons pas une droite pour la phase initiale du phénomène, à l'exception de un ou deux essais.

Les graphiques montrent que la saturation des colonnes est réalisée à environ 5 % près. D'après les courbes de débit, 95 % du débit est évacué en moins de 24 heures. Le débit augmente considérablement avec le rabattement de nappe. Alors que le débit drainé à la suite d'un rabattement de 0,50 m. est de l'ordre de I cm3/cm2, ce débit devient I2 fois supérieur dans le cas du sable de Fontainebleau et 8 fois pour le sable d'El Oued, pour un rabattement double, de I00 cm. d'amplitude. Pratiquement, le fait d'effectuer le rabattement par étapes ou d'une seule fois ne change pas le débit drainé.

Le degré de saturation atteint après drainage est plus bas dans le sable de Fontainebleau que dans le sable d'El Oued. Cette différence est de l'ordre de I0 %.

Sur la figure 5.7 nous avons tracé les courbes des débits nets pompés à la suite d'une remontée de la nappe à 0,50 m. Le phénomène est aussi très rapide. Cependant, le degré de saturation atteint est I0 % plus faible que dans le cas du rabattement à 0,50 m. La répartition d'humidité dans le sable n'est pas identique dans les deux cas.

V.3.I.2 - Profils de teneur en eau

Etant donné la rapidité des échanges d'humidité dans les matériaux très humides, nous avons cherché à étudier surtout les états d'équilibre.

Sur le graphique 5.8 nous présentons les profils hydriques d'équilibre pour le sable d'El Oued pour la nappe à 0.50 m. et à I.00 m. Nous donnons la teneur en eau (et le degré de saturation) pour les différents points au dessus de la nappe phréatique, déterminée par prélèvement ou avec la sonde au radiocabalt. Nous avons tracé aussi les répartitions théoriques pour les deux positions de la nappe.

Le profil d'équilibre a été déterminé grâce à la courbe de succion correspondante (branche de drainage). En effet, nous avons admis qu'à l'équilibre, la pression de l'eau dans les pores u à un point à la cote z par rapport à la nappe, est :

$$u = -Yz = - s\ (w) \qquad (5.7)$$

ce qui constitue une répartition hydrostatique.

La répartition de la teneur en eau découle immédiatement de la courbe de succion, $w\ (s = Yz)$

Le graphique 5.9 donne les résultats obtenus avec le sable de Fontainebleau.

Aussi bien pour le sable de Fontainebleau que pour celui d'El Oued, l'accord entre les répartitions théoriques et les valeurs expérimentales est dans la précision des mesures.

La figure 5.10 représente un profil de réhumidification à la suite de la remontée de la nappe de 1,00 m. de profondeur à 0,50 m. Le profil d'équilibre dans ce cas, ne coïncide pas avec les courbes de succion, imbibition ou drainage, représentées en trait interrompu sur le graphique. La courbe d'équilibre théorique a été calculée en prenant des courbes de succion d'humidification à l'intérieur de la boucle d'hystérésis définies par la teneur en eau et la succion initiales (branche de drainage) et aboutissant sur la courbe d'imbibition, avec $s = u = - Yz$. Chaque point du sable décrit une courbe différente et il n'y a pas de relation $\Psi(w)$ valable pour toute la masse du matériau. A fortiori, $\Psi'(w)$ n'admet pas de dérivée, par rapport à Z.

Le temps nécessaire à l'équilibre dans les colonnes en drainage est de l'ordre de quelques jours. Cependant, nous avons attendu en moyenne un mois, pour chaque position de la nappe.

V.3.I.3 - Répartition des pressions de l'eau dans les pores

L'évolution de la pression de l'eau dans les pores des sables a été relevée avec des tensiomètres.

Sur la figure 5.11, sont représentés les résultats de ces mesures sur une colonne de sable d'El Oued en drainage (nappe à I,00 m.). A l'équilibre les mesures tombent sensiblement sur la droite $\frac{u}{\gamma} = -Z$, ce qui vérifie la répartition hydrostatique des pressions, Le temps nécessaire à atteindre cette répartition d'équilibre est cependant plus long qu'il ne résulte des mesures de débit et des relevés de teneur en eau. Ceci s'explique par le temps de réaction des tensiomètres, qui introduit un retard dans la mesure.

Le graphique 5.I2, relatif au sable de Fontainebleau nous montre des résultats semblables.

Sur le graphique 5.I3 nous avons représenté la répartition d'équilibre des pressions, à la suite d'une remontée de la nappe, et on constate que la répartition des pressions est aussi hydrostatique.

V.3.2. - Colonnes en imbibition

Les phénomènes d'imbibition étant en général beaucoup plus lents que ceux du drainage, nous avons dû nous limiter, au point de vue essais, à l'étude du phénomène pour une ou deux positions de la nappe d'eau.

V.3.2.I -Courbe des débits

Sur les figures 5.I4 et 5.I5, nous avons tracé

les courbes des débits pompés par les deux sables, en fonction du temps.

Nous avons constaté que l'imbibition de la colonne se traduit dans la masse de sable par le déplacement d'un front humide. La courbe des débits, donne l'impression que le phénomène n'est pas continu et se poursuit par mouvements saccadés. Le graphique des débits du sable d'El Oued manifeste assez bien les temps d'arrêt et de reprise de l'humidification. Cependant, l'allure générale de la courbe est régulière. Il ressort tout de suite de la comparaison avec la courbe 5.6 que le degré de saturation moyen du sable en équilibre d'imbibition est beaucoup plus faible : respectivement 40 % et 65 % pour la nappe à I,00 m. de profondeur. Cette différence est moins sensible lorsque la nappe se trouve à 0,50 m. de la surface du sol.

Le sable de Fontainebleau (figure 5.I5) présente une grande résistance à l'imbibition. Sur une des deux colonnes essayées, un an après la mise en eau de la colonne, la saturation moyenne atteinte était à peine de I5 %, alors que, à l'état d'équilibre, la saturation moyenne serait de 32 %. Il est d'ailleurs connu que le sable de Fontainebleau ne se laisse pas mouiller facilement. Même déversé dans l'eau, il reste des mottes de sable sec. Il y a là un veritable blocage de l'écoulement.

Pour l'autre colonne de sable de Fontainebleau, l'équilibre a été atteint à la fin d'un an. Toutefois, la courbe d'imbibition tracée sur la figure 5.I5 présente une

allure très différente de toutes les autres. L'imbibition ne s'est déclenchée qu'à partir du 5ème jour et aucun palier ne semble s'amorcer, alors que le matériau approche de l'équilibre (répartition des pressions hydrostatique).

Avec le sable d'El Oued l'équilibre d'imbibition est atteint à la fin de deux ou trois mois, suivant la position de la nappe par rapport à la surface du sol. On conçoit d'après nos essais, que cet équilibre serait beaucoup plus long à atteindre pour une nappe plus profonde. L'allure de la courbe d'imbibition pour ces matériaux est la même de la courbe de drainage.

V.3.2.2. - Profils de teneur en eau

Avec le sable d'El Oued, nous avons pu étudier le phénomène de l'imbibition jusqu'à l'équilibre, pour deux positions de la nappe.

En ce qui concerne les répartitions de la teneur en eau à l'équilibre (figure 5.I6), nous avons tracé les courbes théoriques déduites de la branche d'imbibition de la courbe de succion et on peut voir que les points expérimentaux se placent bien par rapport à ces courbes.

Sur le même graphique sont représentés les points correspondant à un jour et

à dix jours après la mise en eau, Ils montrent bien l'existence d'un front humide qui monte dans la colonne. La teneur en eau derrière le front humide est d'ailleurs très voisine de la teneur en eau d'équilibre, de même que la pression de l'eau. Le front présente une véritable discontinuité aussi bien au point de vue de la teneur en eau que de la pression de l'eau.

Pour le sable de Fontainebleau, nous avons tracé la répartition de la teneur en eau à l'équilibre, pour la nappe à I,00 m. de profondeur. Le profil d'équilibre théorique et les points expérimentaux montrent là aussi un très bon accord.

V.2.2.3 - Répartition de la pression de l'eau des pores

Les colonnes en imbibition développent une pression interstitielle, au dessus du front humide beaucoup trop importante pour que nous puissions la mesurer avec les tensiomètres à manomètre à mercure. Le passage du front humide à l'emplacement d'un tensiomètre entraîne une chute de la pression, qui se rapproche après, très rapidement, de la valeur d'équilibre $u = - Yz$.

Une fois l'équilibre atteint, la répartition de la pression de l'eau est rigoureusement hydrostatique, aussi bien avec le sable d'El Oued (figure 5.I8) qu'avec le sable de Fontainebleau.

V.4 - Interprétation et discussion des résultats des essais sur les colonnes.

Dans le paragraphe précédent, nous avons vu que, dans des conditions d'équilibre statique, le profil de teneur en eau au dessus d'une nappe phréatique peut être déduit de la courbe de succion. Il suffit de rechercher dans la branche appropriée de la courbe de succion les valeurs de la teneur en eau correspondant à une succion égale à la cote du point par rapport à la nappe. Cette méthode reste valable même lorsque les différents points du sol au dessus de la nappe ne se trouvent pas sur la même courbe de succion, comme c'est le cas dans les équilibres complexes qui s'établissent dans un sol à la suite des variations de niveau de la nappe.

Les conditions d'équilibre thermodynamique que nous avons développé dans le Chapitre II sont entièrement vérifiées dans les massifs sableux, et la preuve reste faite, qu'indépendamment de tout mécanisme ou tout modèle de l'eau retenue et du sol, l'eau est sollicitée et se déplace en fonction des gradients de potentiel $\emptyset = \psi + Z$. Ce résultat est fondamental, car c'est sur cette toile de fond que doivent être envisagés tous les phénomènes de transfert d'eau retenue dans un milieu poreux.

Au Chapitre IV, nous avons établi des équations permettant d'étudier aussi bien l'équilibre dynamique de

l'humidité dans les sols sableux, que le cas le plus général du mouvement variable.

Si le milieu poreux au lieu d'être isolé de l'extérieur par un revêtement étanche, comme c'était le cas dans nos essais sur colonnes de sol, est en rapport avec l'atmosphère, et est soumis de ce fait à une évaporation en surface, les répartitions de la teneur en eau et de la pression de l'eau dans les pores sont totalement différentes des répartitions d'équilibre statique. Le problème dans ce cas revient à trouver une solution de l'équation 4.I4, comme il a été indiqué au Chapitre IV.

Entre deux états d'équilibre, dans les conditions d'essais des colonnes de sable, le mouvement de l'eau est essentiellement un mouvement variable dans un système isolé de l'extérieur, et en rapport avec la nappe phréatique.

Nous avons cherché à déterminer par le calcul les profils intermédiaires de teneur en eau dans une colonne de sable d'El Oued sec et mis en contact avec une nappe phréatique. S'agissant d'un problème linéaire, l'équation du phénomène est l'équation 4.I8 :

$$\frac{\partial w_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D \frac{\partial w_v}{\partial z}\right) + \frac{\partial k}{\partial z} \qquad (5.8)$$

avec les conditions aux limites suivantes

$$\begin{aligned} w_v &= 0 \quad t = 0 \quad z > 0 \\ w_v &= \alpha \quad z = 0 \quad t \geqslant 0 \end{aligned} \qquad (5.9)$$

où α est la teneur en eau de saturation du sable.

Pour intégrer cette équation, étant donné que D est une fonction de la teneur en eau, nous avons utilisé une méthode d'intégration numérique (Philip 1955, 1957). La méthode consiste d'abord dans l'intégration de l'équation (5.8) sans le deuxième terme du second nombre (écoulement horizontal), et ensuite dans la détermination de corrections pour tenir compte du terme k. Nous donnons en annexe le détail de ces calculs pour la colonne d'El Oued.

Dans ce chapitre nous analysons les résultats de ces calculs du point de vue de la physique du mouvement de l'eau dans les sables. Nous avons rassemblé dans la figure 5.19 l'essentiel de ces calculs.

On constate que les répartitions théoriques d'humidité manifestent un front humide très marqué, qui se déforme et se propage dans la colonne de sable en fonction du temps. L'introduction dans l'équation 5.8 d'un coefficient de diffusivité, fonction de la concentration d'humidité dans le sol, déterminé expérimentalement, comme il a été montré dans les chapitres précédents, permet d'obtenir ce résultat remarquable et typique de la propagation de l'humidité dans les milieux sableux : la formation d'un front humide. Une solution de 5.8 en admettant que D est constant ne permettrait pas de mettre en évidence le front humide (Crank, 1956).

Du point de vue quantitatif les résultats des

calculs et les observations sont, dans son ensemble, en assez bon accord.

Les essais sur les colonnes de sable ont permis de voir comment la théorie développée dans les chapitres précédents rend compte des différentes conditions d'équilibre statique ou dynamique et du mouvement de l'eau dans le sol. Les comparaisons que nous avons effectuées semblent indiquer que l'accord, étant donné les difficultés d'expérimentation sur ces matériaux, est assez encourageant.

Toutefois, certains phénomènes, tel le refus d'humidification du sable de Fontainebleau, le blocage et la dérive de l'écoulement constatés pendant les essais de perméabilité et de diffusivité restent en marge de la théorie que nous avons élaborée.

Planche: 5.1 Montage pour les essais sur colonne de sable.

Planche:5.2 : Sonde au radiocobalt, compteur d'impulsions, et bloc étalon en aluminium.

Planche 5.3: Moule d'étalonnage du dispositif de mesure de la teneur en eau des sables.

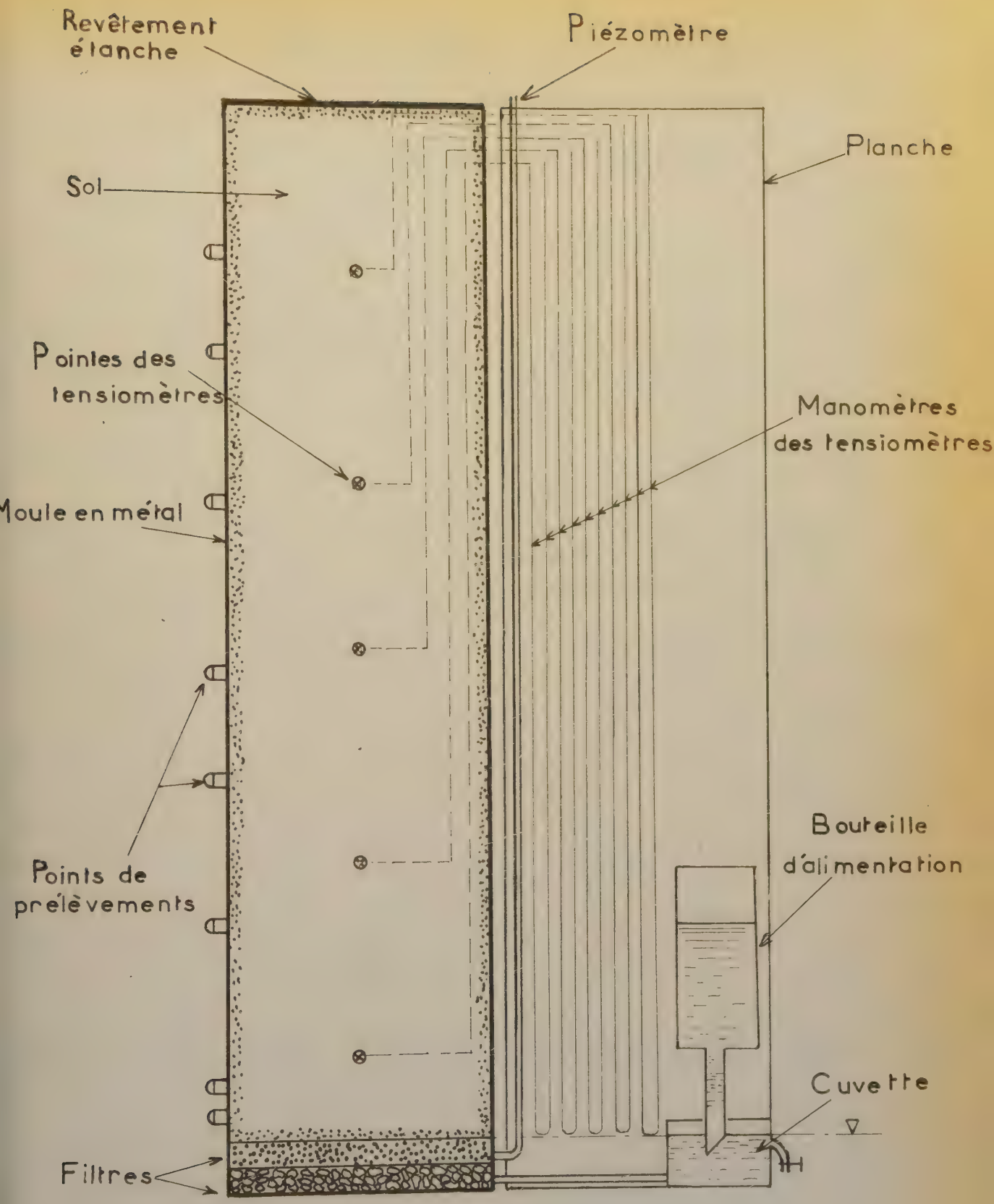


Fig: 5.1 Montage pour l'étude des échanges entre la colonne de sol et la nappe d'eau

Fig: 5.2 Etalonnage de la sonde équipée avec tube Tracer Lab TGC 6 sur bac en tôle galvanisée.

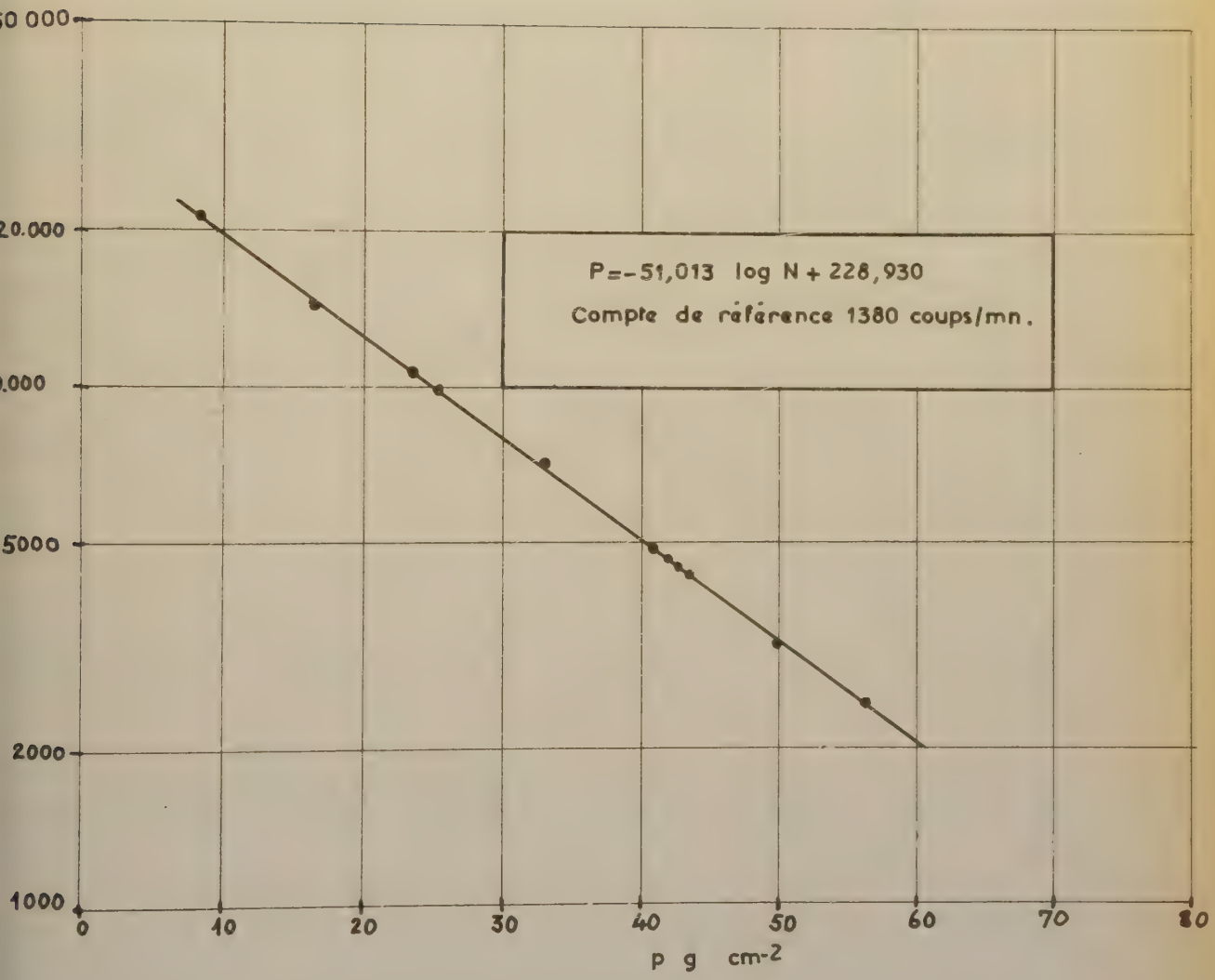


Fig:5.3 Etalonnage de la sonde équipée avec tube LCT 3G12 sur bac en tôle galvanisée.

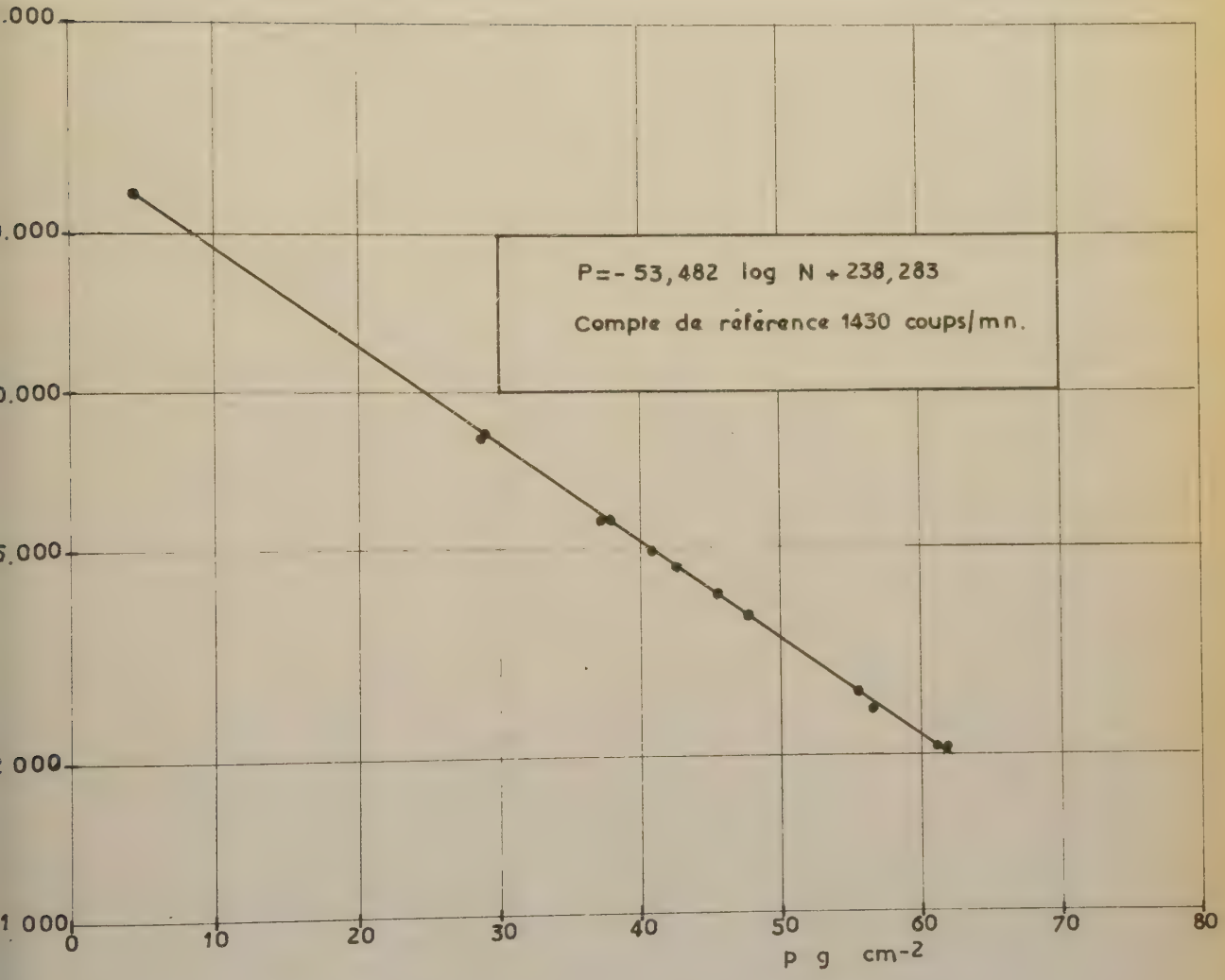


Fig:54 Etalonnage de la sonde équipée avec tube LCT 3G12 sur bac en duralumin avec fenêtre en plexiglass.

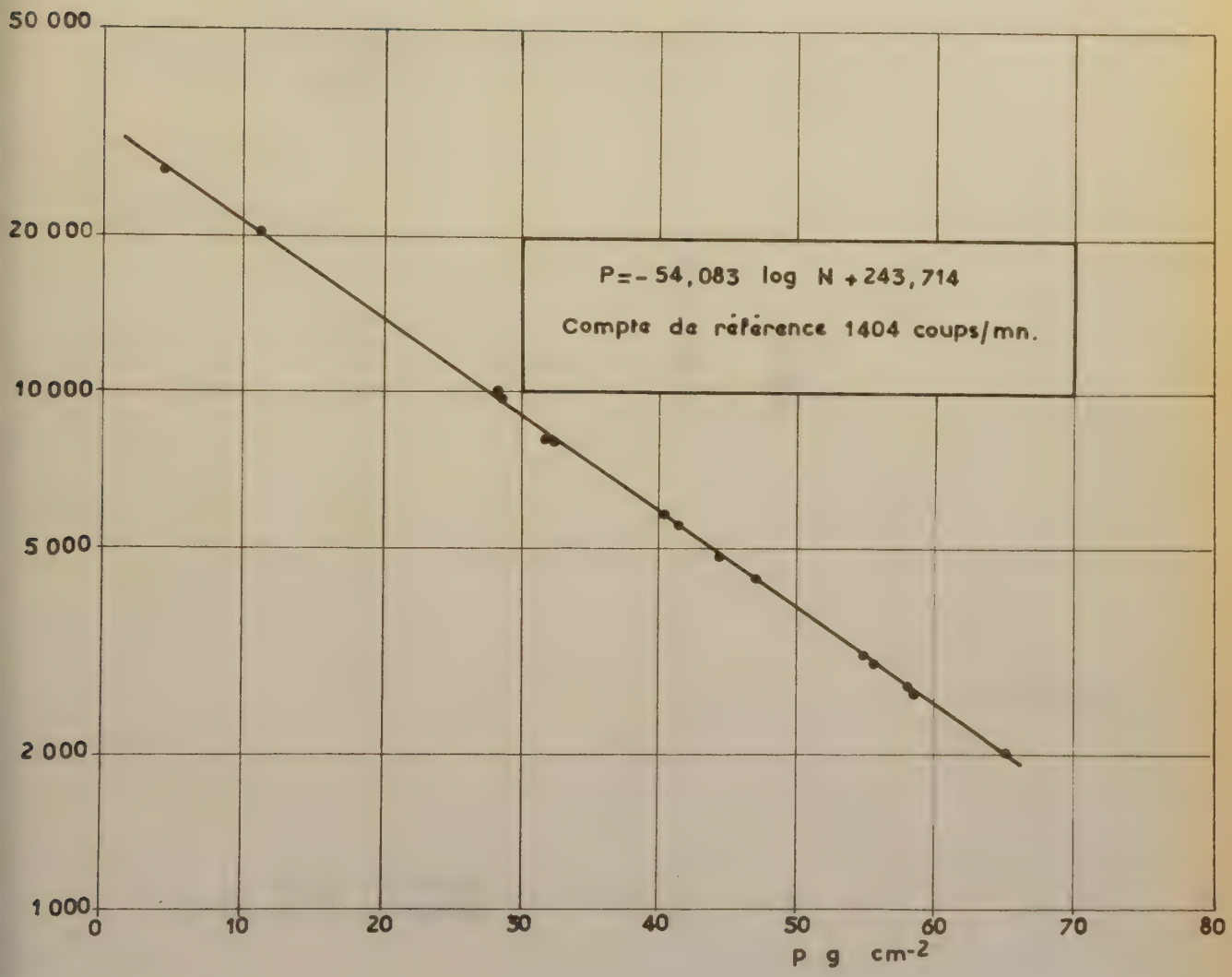
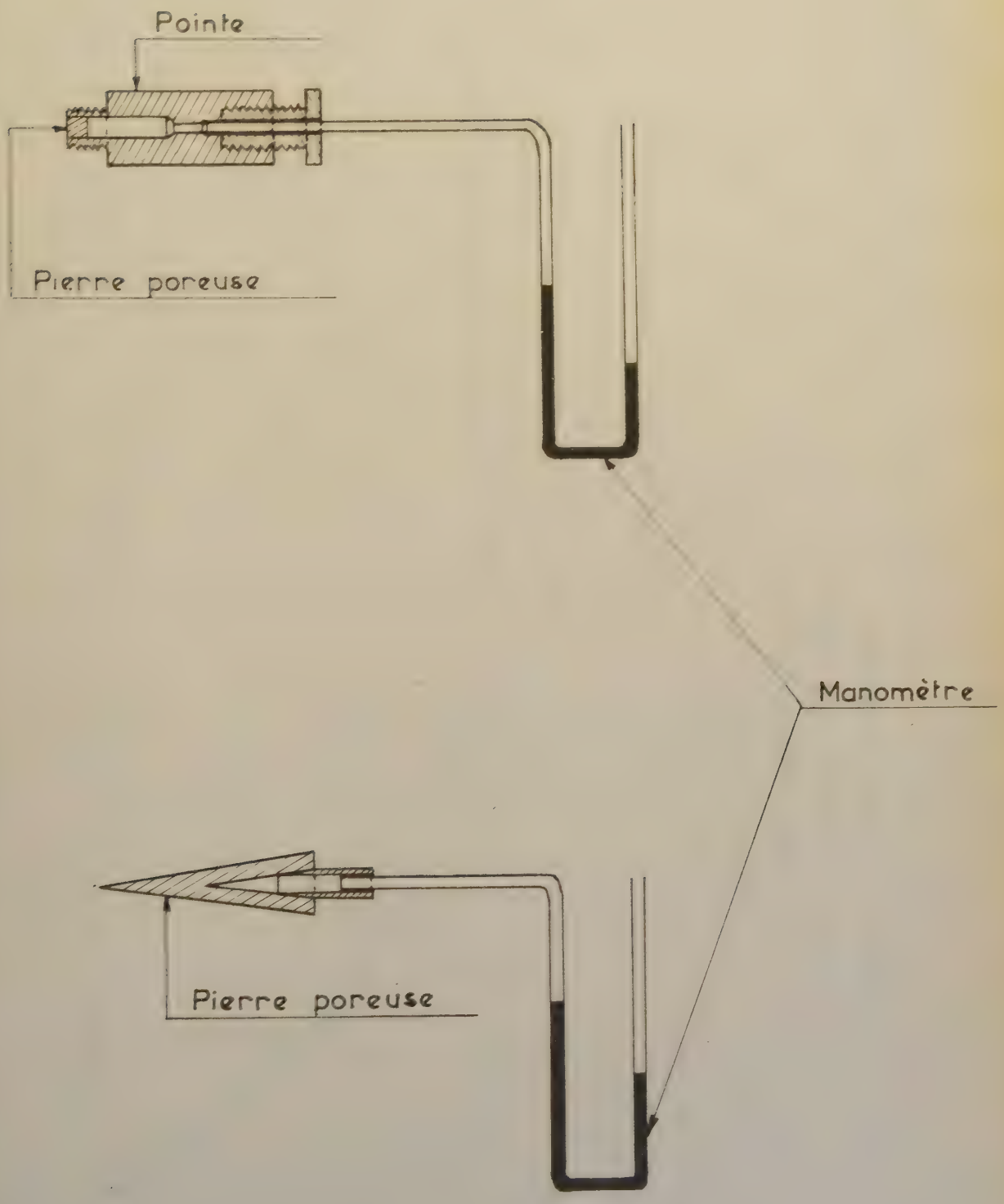


Fig: 5.5 Coupes de deux modèles de tensiomètres



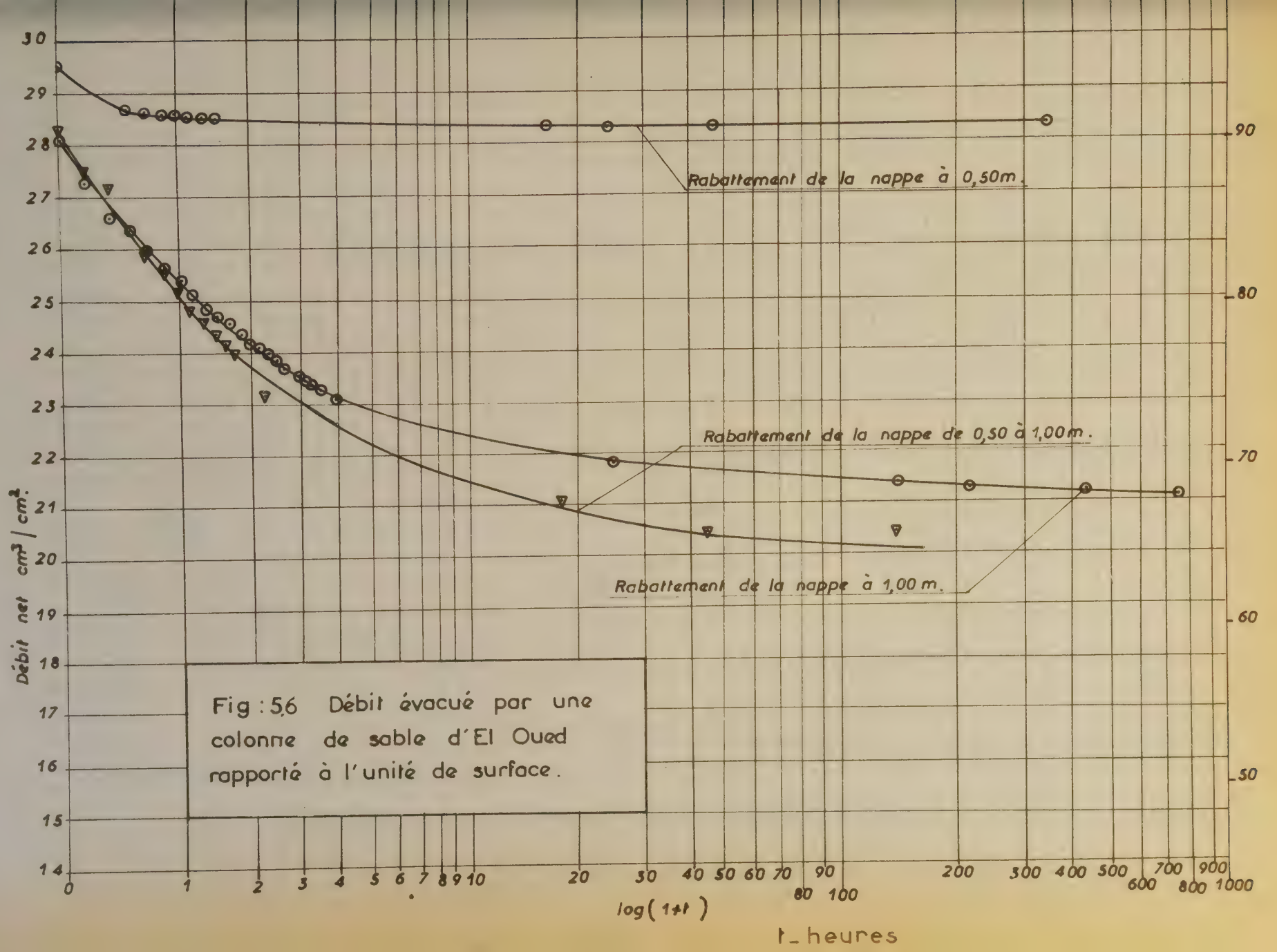


Fig : 5,6 Débit évacué par une colonne de sable d'El Oued rapporté à l'unité de surface.

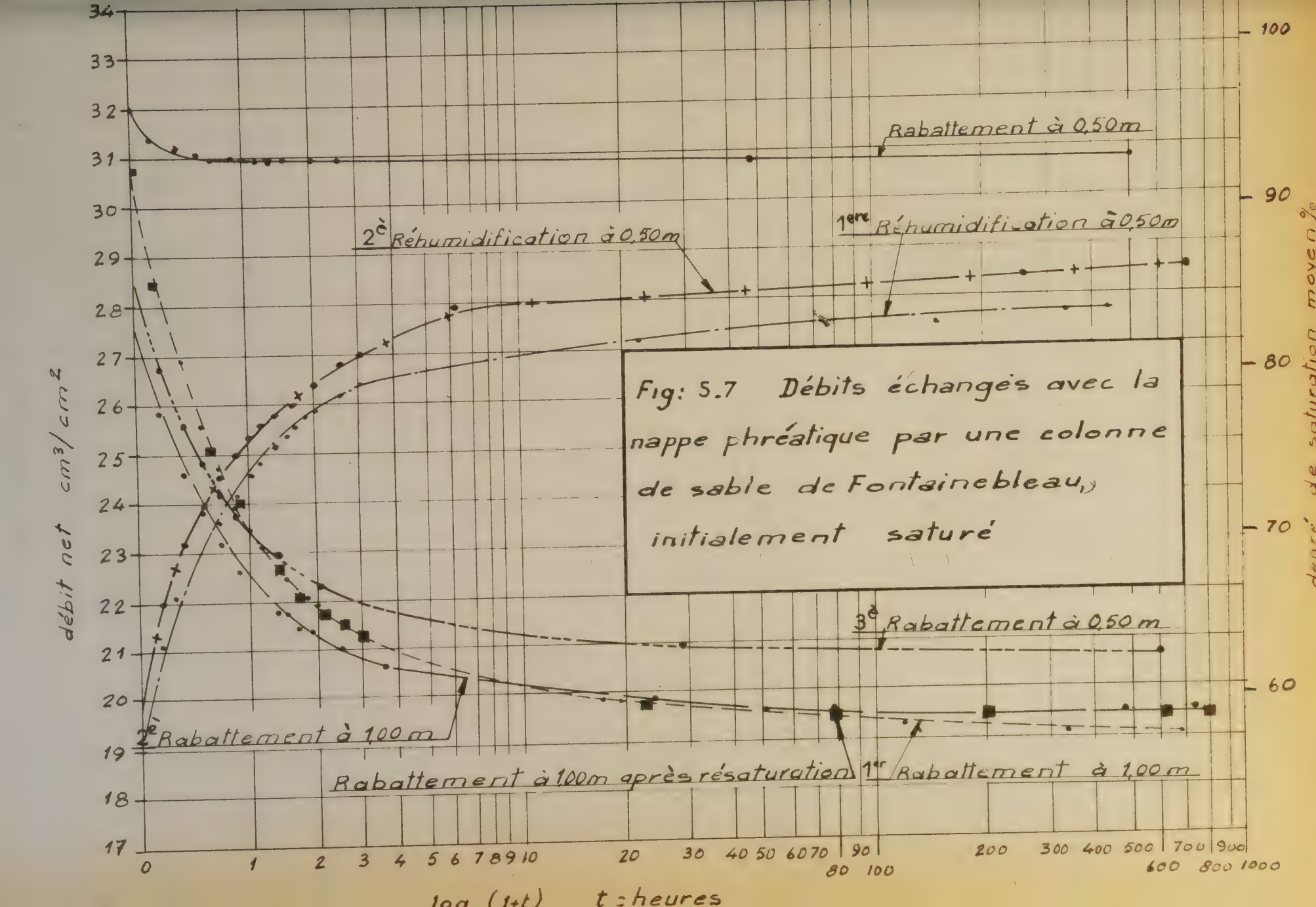


Fig: 5.7 Débits échangés avec la nappe phréatique par une colonne de sable de Fontainebleau, initialement saturé

Fig: 5.8 Répartitionsde l'humidité dans une colonne de sable, intialement saturé, à la suite d'un rabat_ tement de 0,50m suivi, après équilibre, d'un rabattement à 1,00m

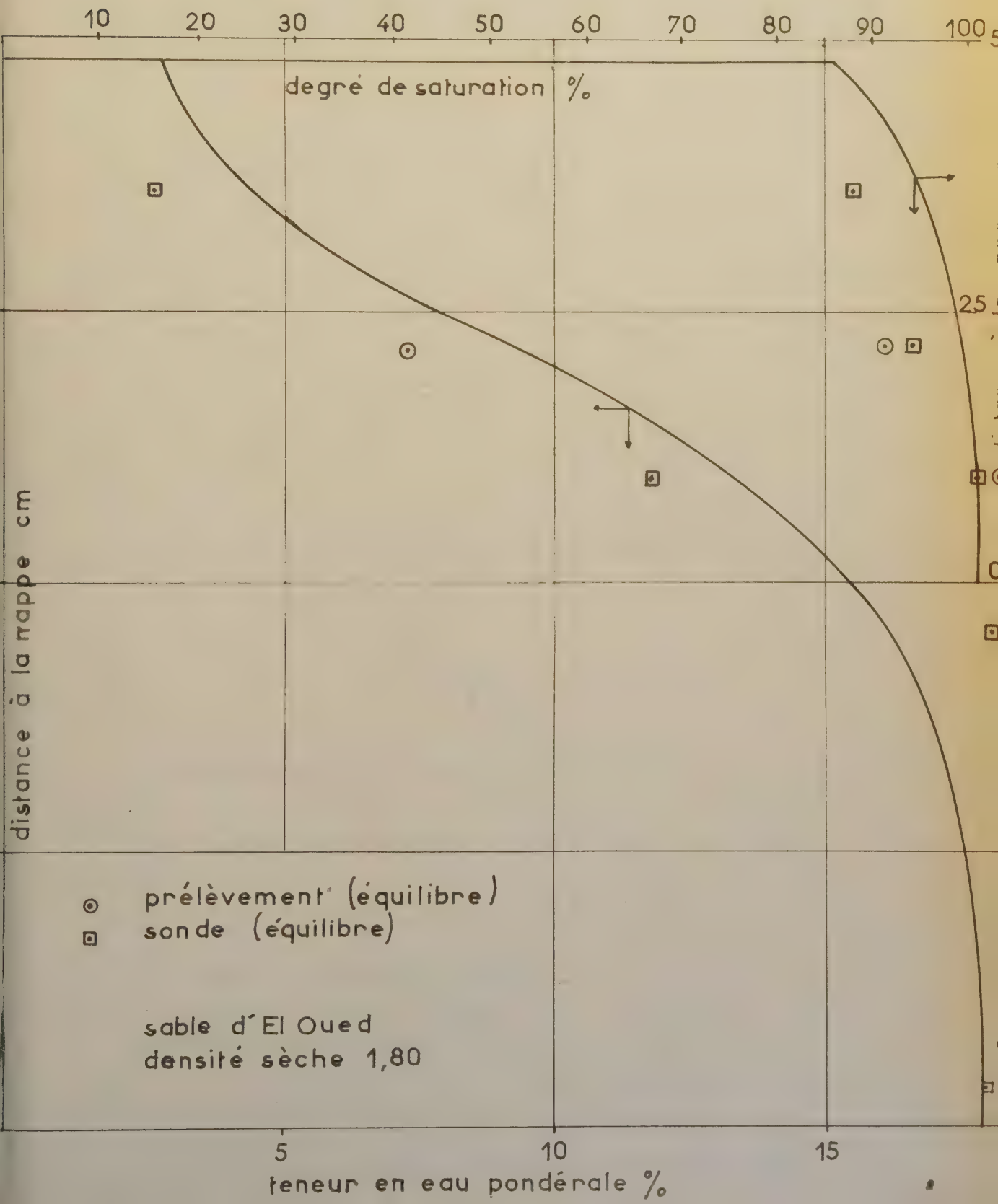


Fig : 5.9 Répartition de la teneur en eau dans le sable initialement saturé, après rabattement de la nappe à 0,50 m et 1,00 m.

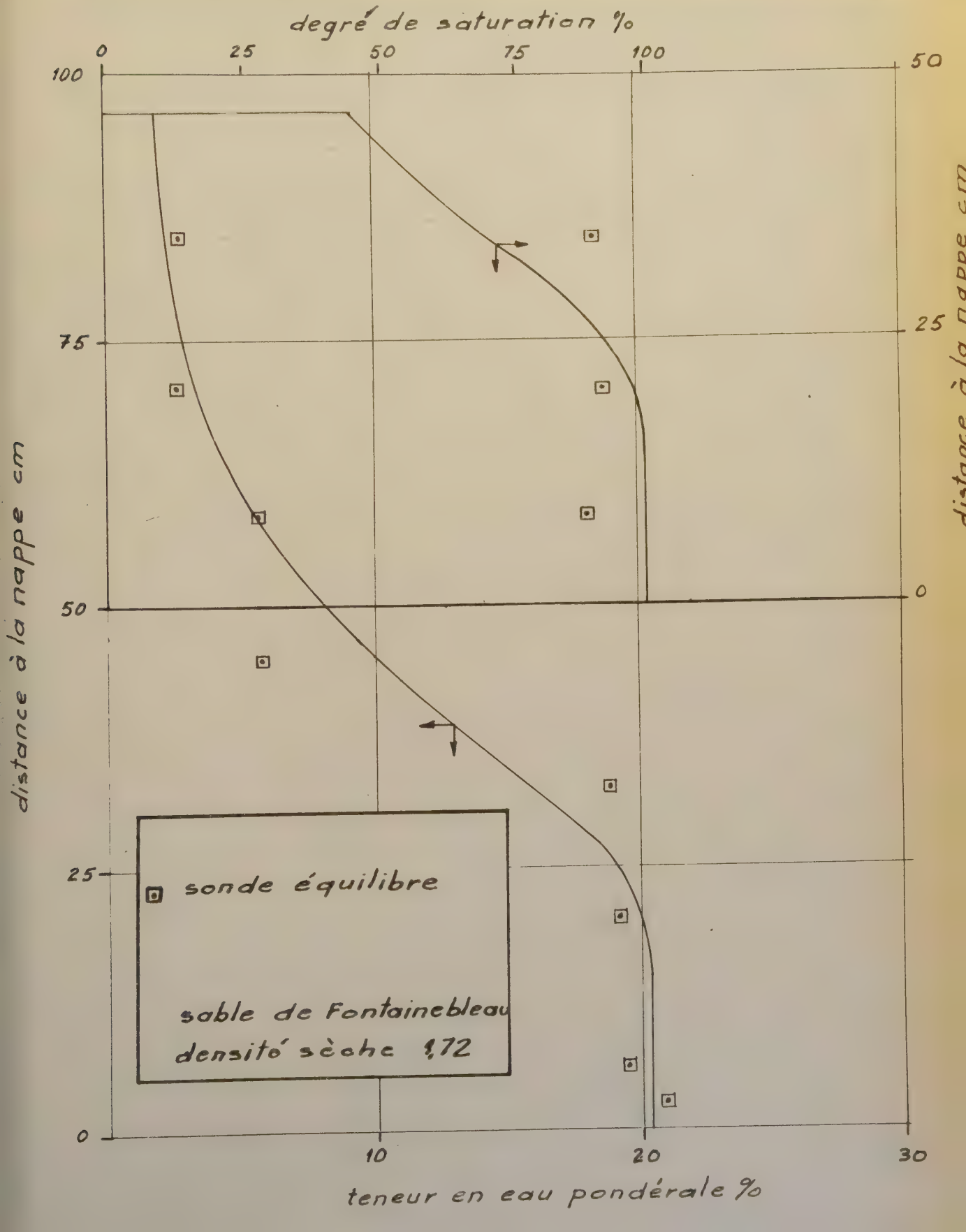


Fig 5.10 Répartition de la teneur en eau dans le sable initialement saturé, après rabattement de la nappe à 1,00 suivi d'une remontée de celle-ci à 0,50 m

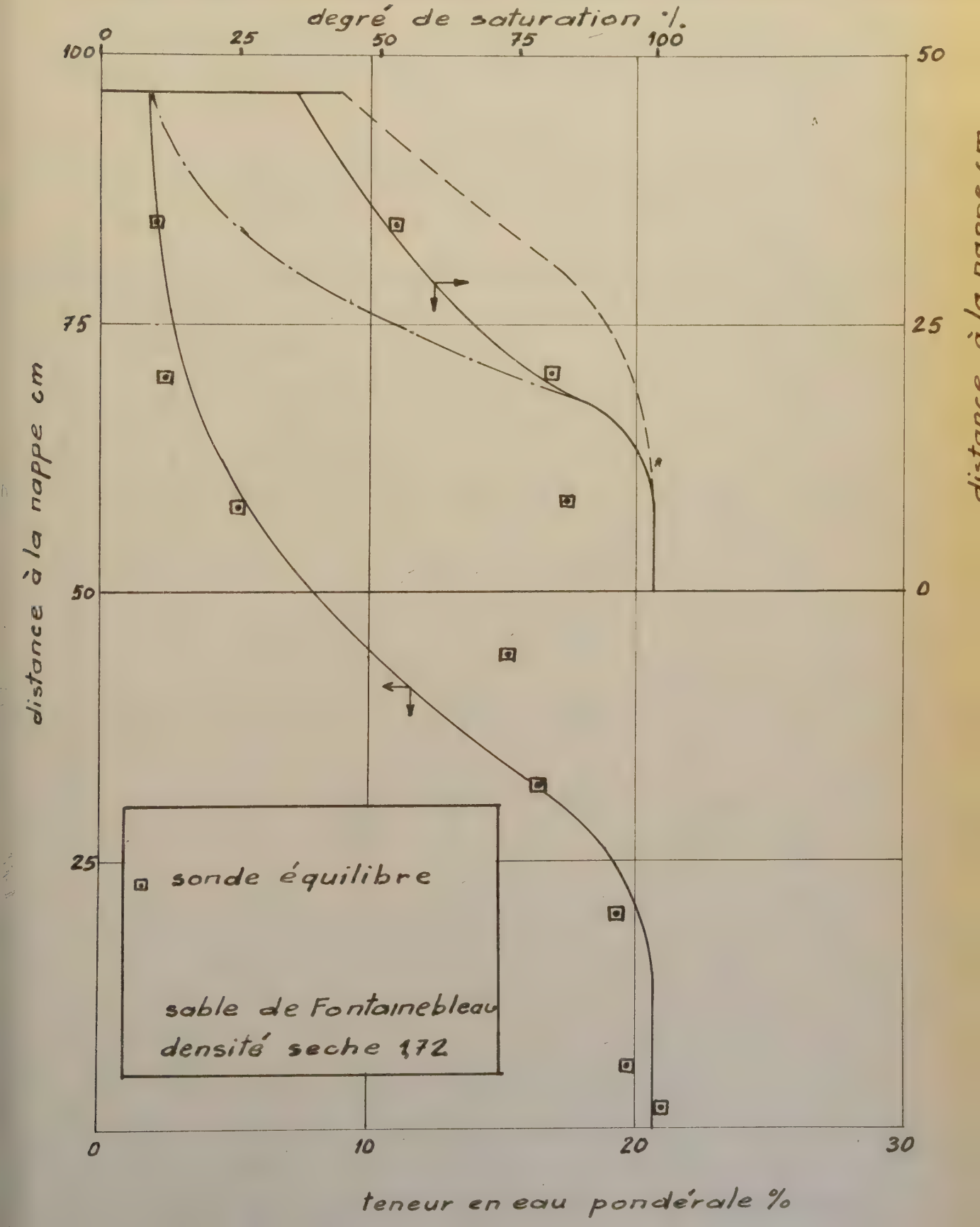


Fig: 5.11 Mesure des pressions de l'eau dans les pores d'une colonne de sable d'El. Oued, initialement saturée, après abaissement de la nappe à 1.00 m

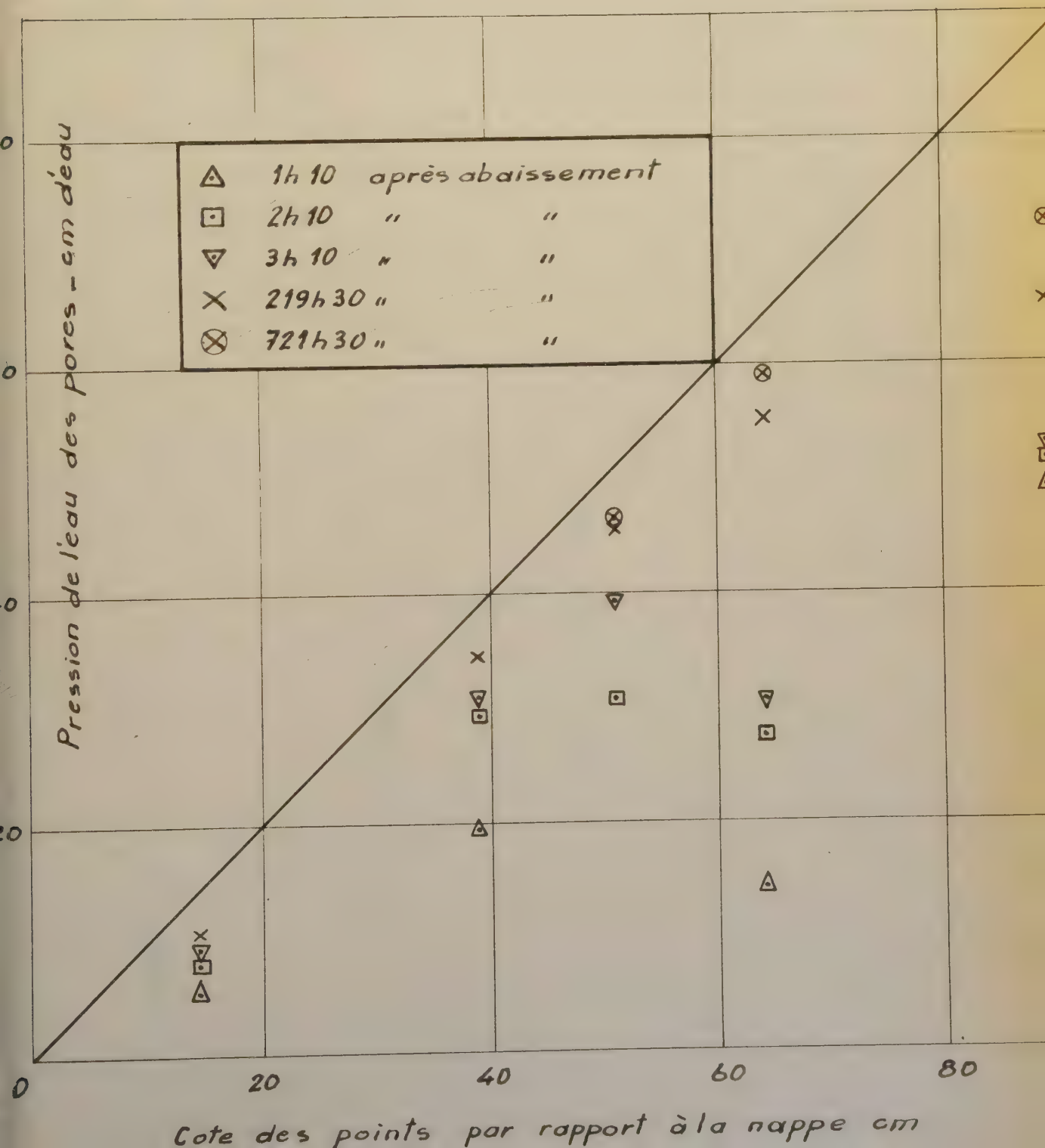


Fig: 5.12 Mesure des pressions de l'eau dans les pores d'une colonne de sable de Fontainebleau, initialement saturé, après abaissement de la nappe à 1,00 m

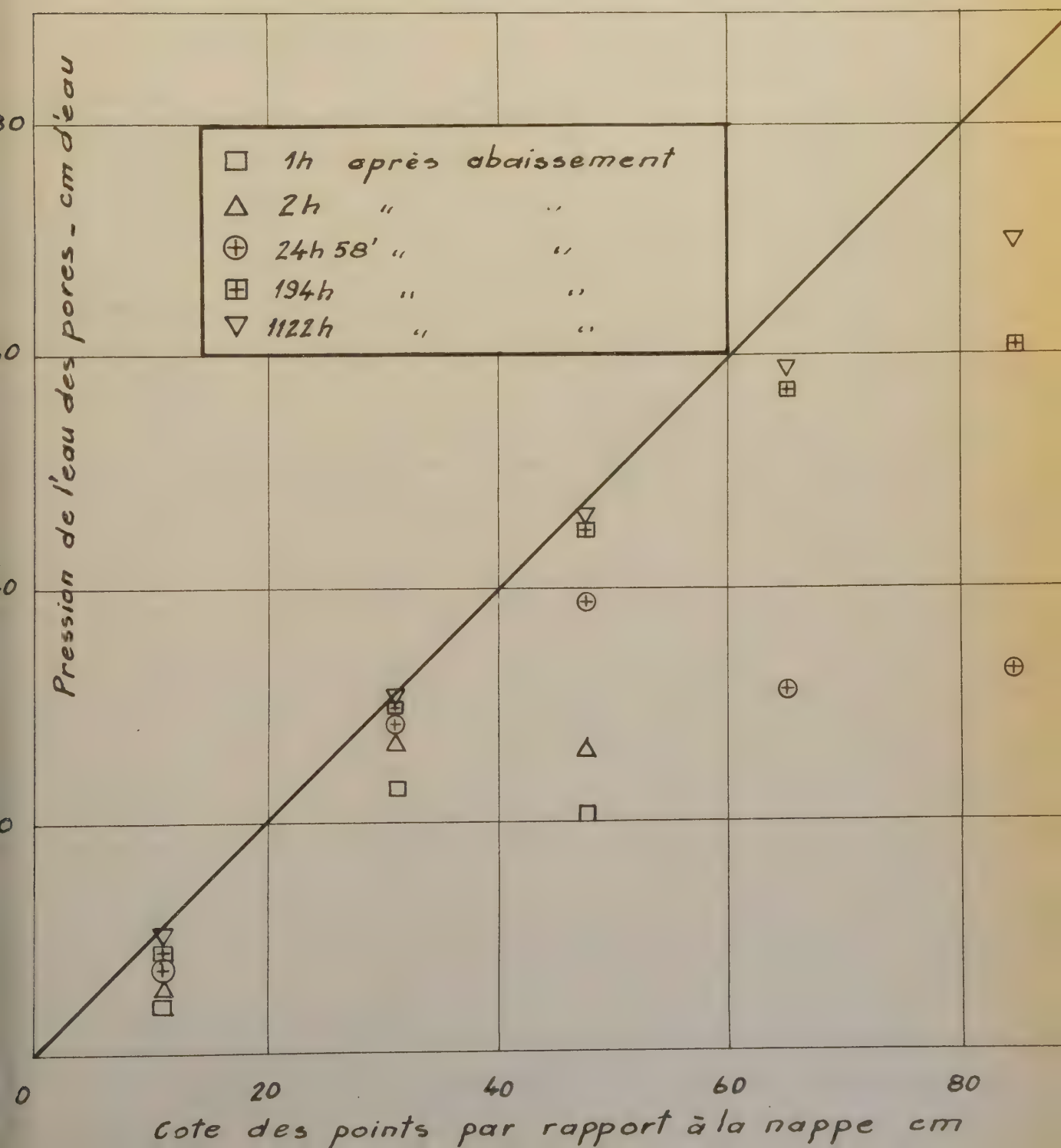
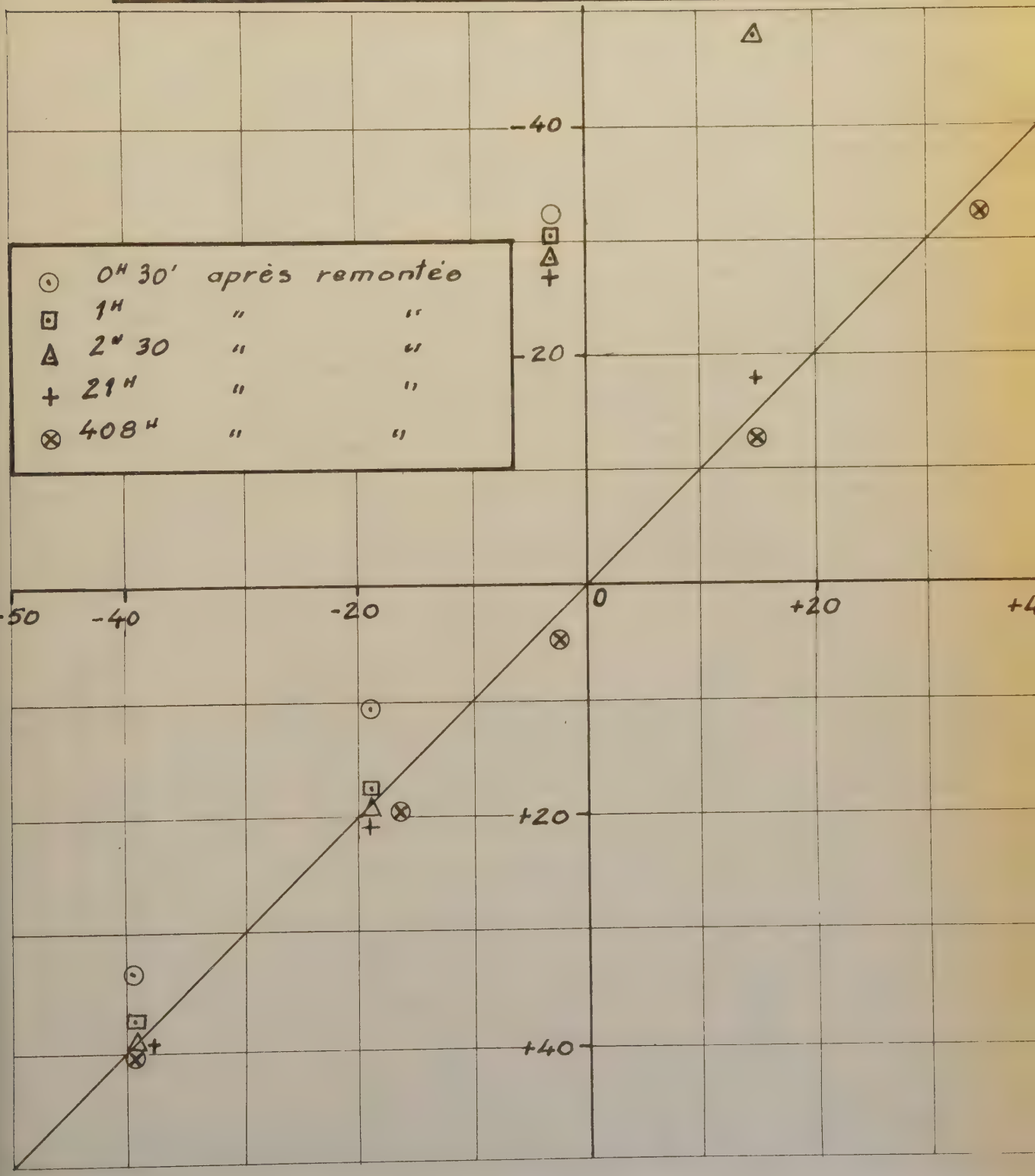


Fig 5.13 Répartition de la pression de l'eau des pores dans une colonne de sable de Fontainebleau, initialement saturé, après remontée de la nappe de 1,00 m à 0,50 m



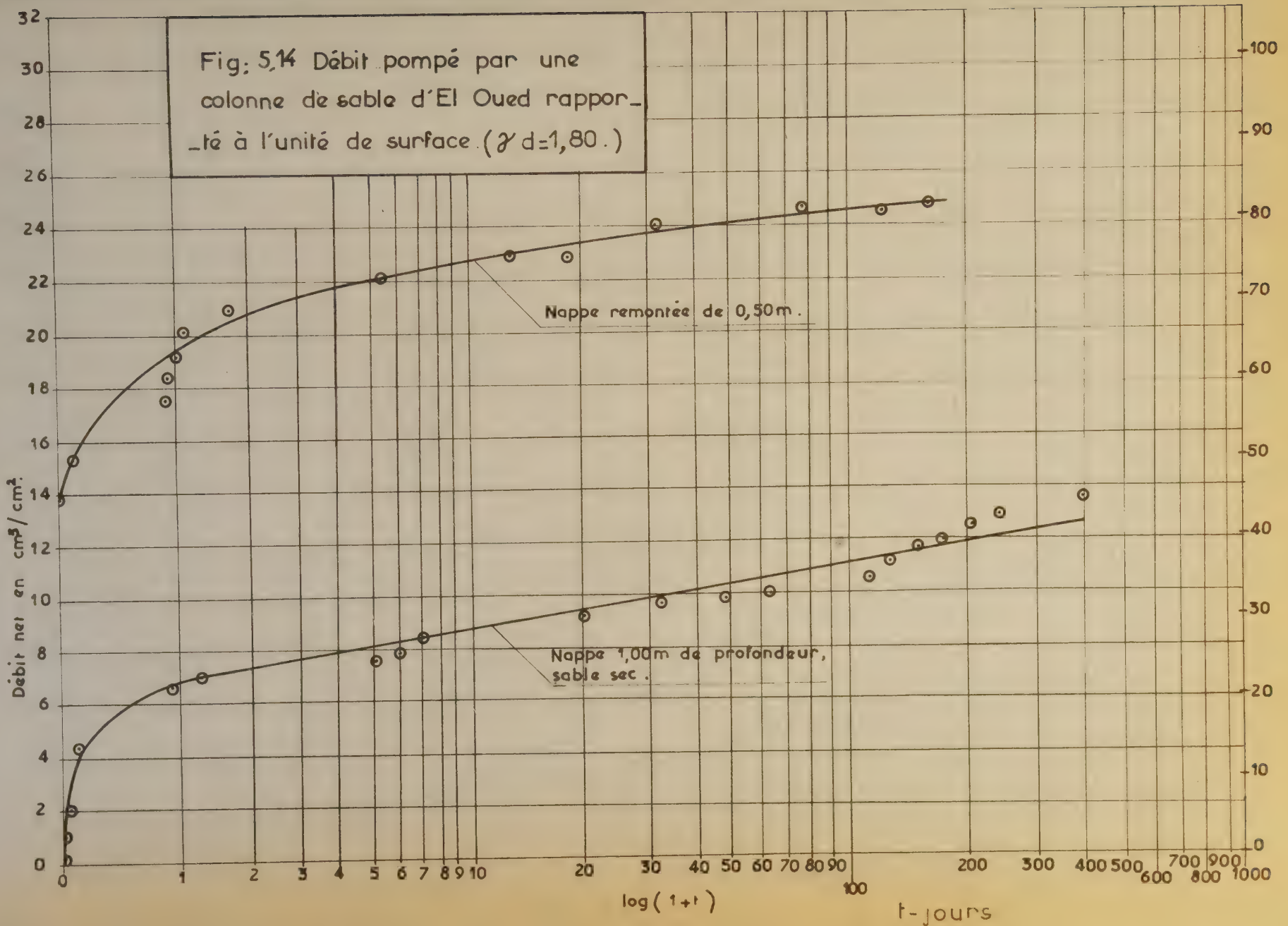


Fig: 5,14 Débit pompé par une colonne de sable d'El Oued rapporté à l'unité de surface ($\gamma d = 1,80$.)
Nappe remontée de 0,50m.
Nappe 1,00m de profondeur, sable sec.
Débit net en cm³/cm².
Degré de saturation moyen %
log (1+t)
t-jours
0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000
0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 26 28 30 32
0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100

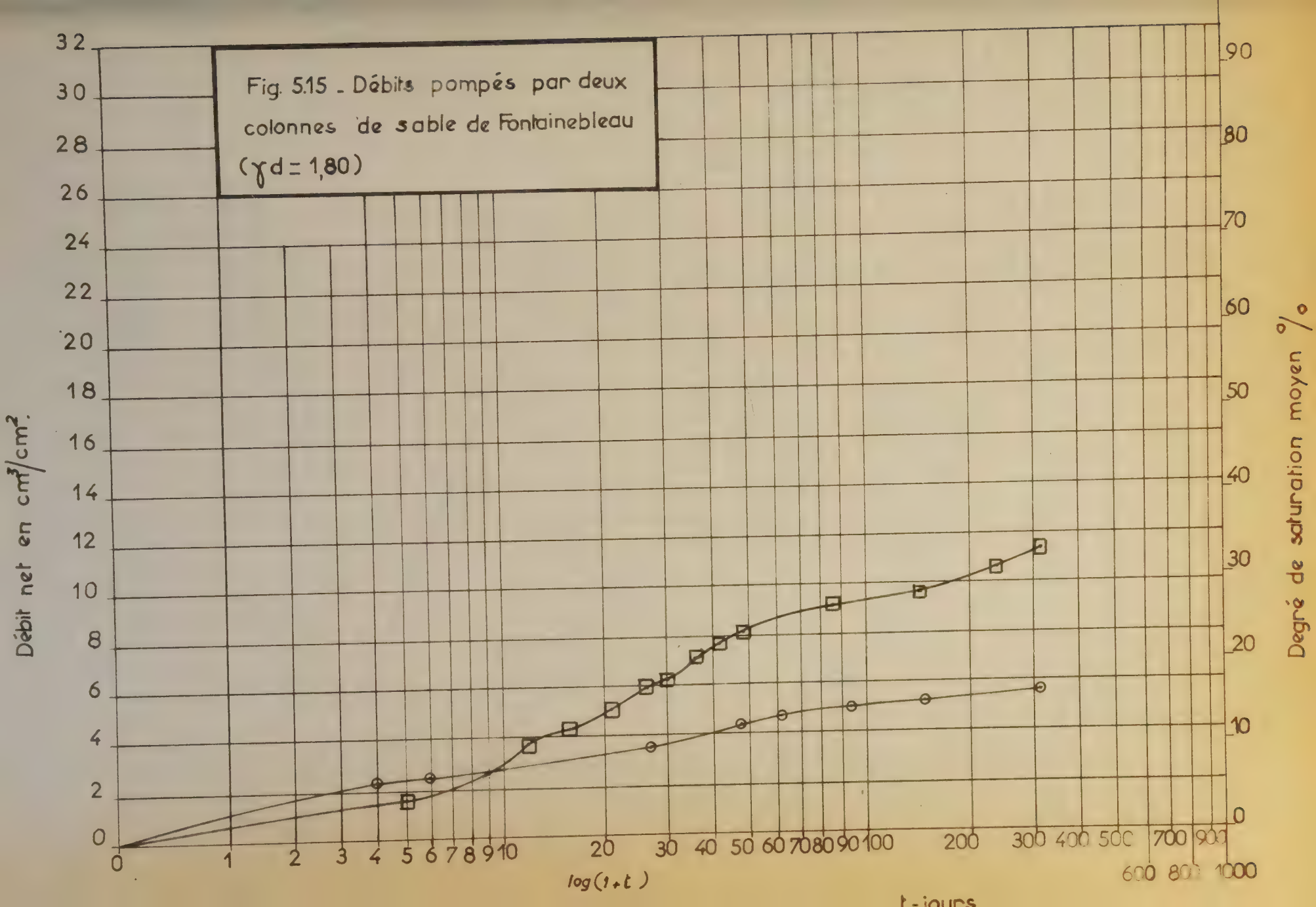


Fig. 5.15 - Débits pompés par deux colonnes de sable de Fontainebleau
(γd = 1,80)
Débit net en cm³/cm².
Degré de saturation moyen %
log(1+t)
t-jours
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
200
300
400
500
700
900
600
800
1000
0
2
4
6
8
10
12
14
16
18
20
22
24
26
28
30
32
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90

Fig. 5.16 Répartitions de l'humidité dans une colonne de sable en rapport avec une nappe à 1,00 m de profondeur remontée, après équilibre, à 0,50m.

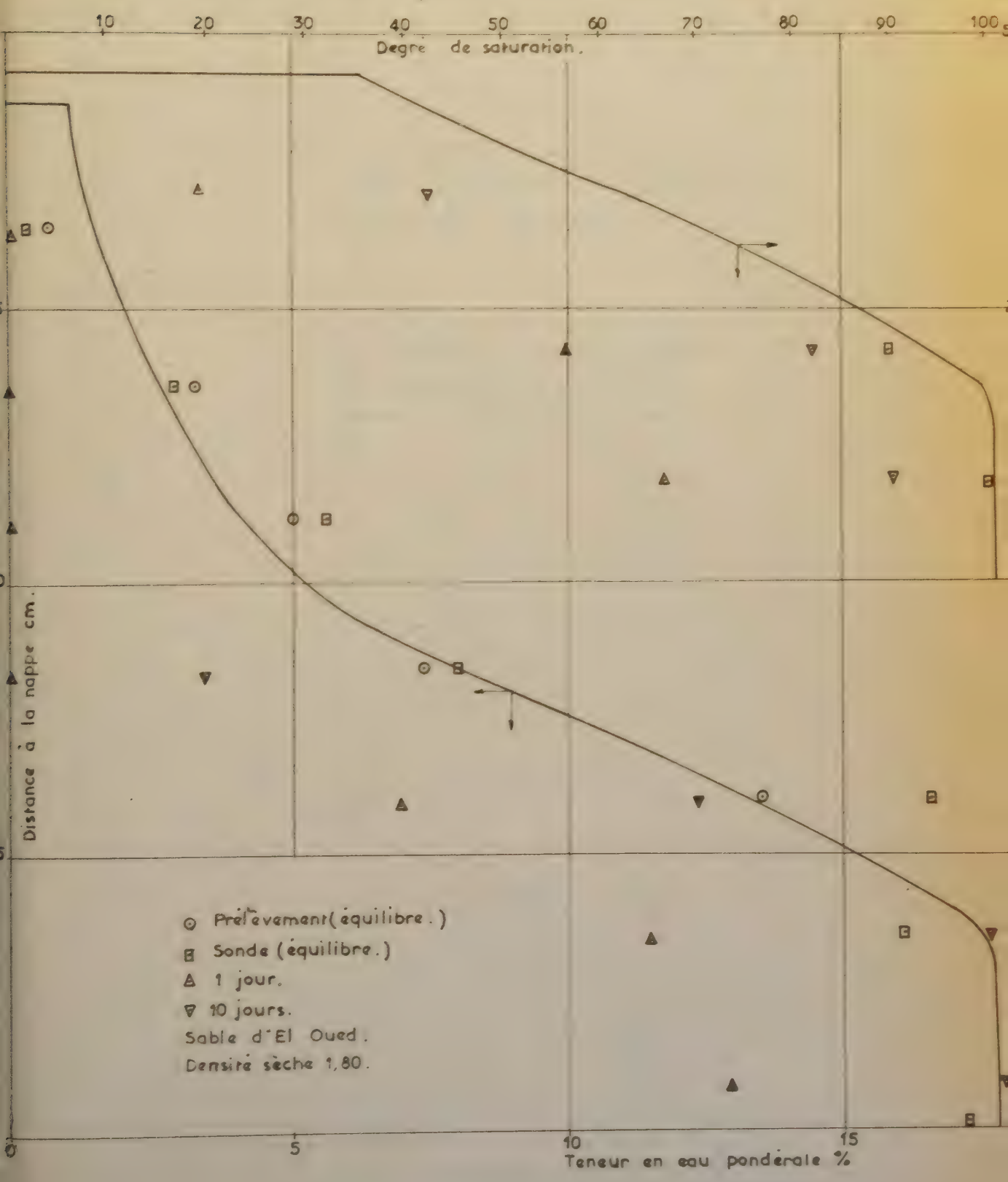


Fig:5.17 Répartition de l'humidité dans une colonne de sable en rapport avec une nappe à 1,00 m de profondeur (imbibition)

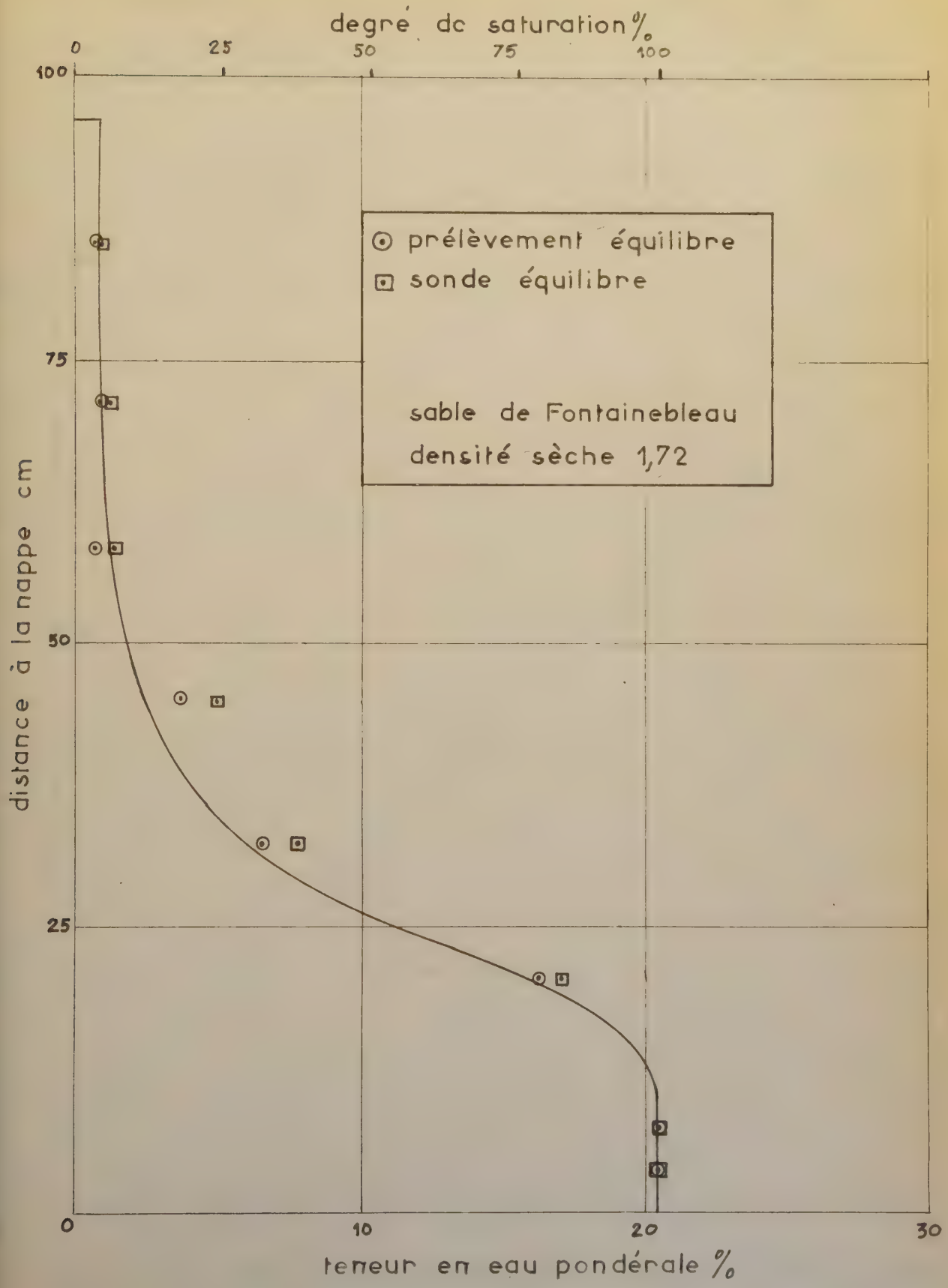


Fig: 5.18 Relevé du profil des pressions de l'eau dans les pores dans une colonne de sable d'El-Oued, initialement sec en équilibre avec une nappe à 1,00m de profondeur.

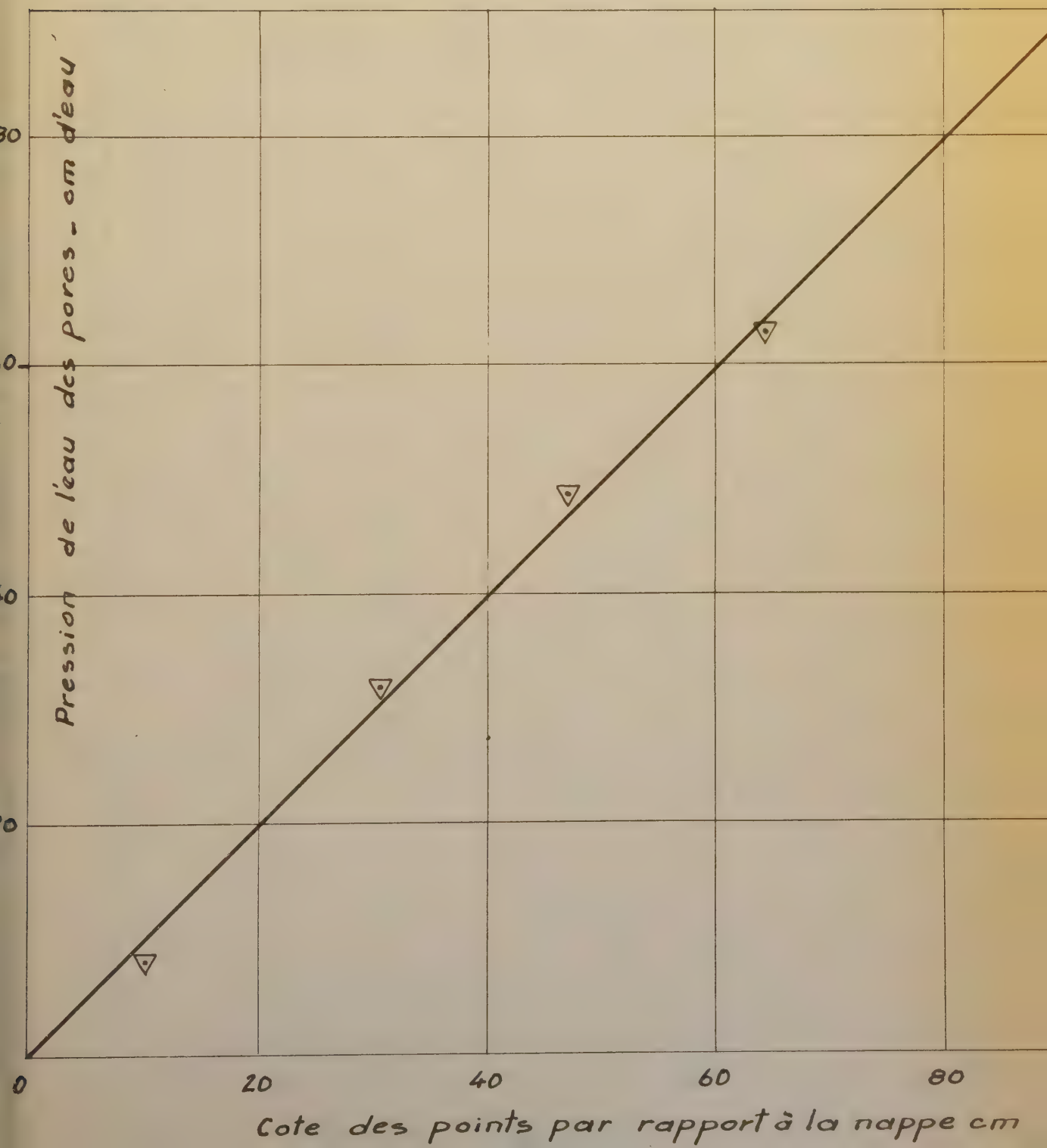
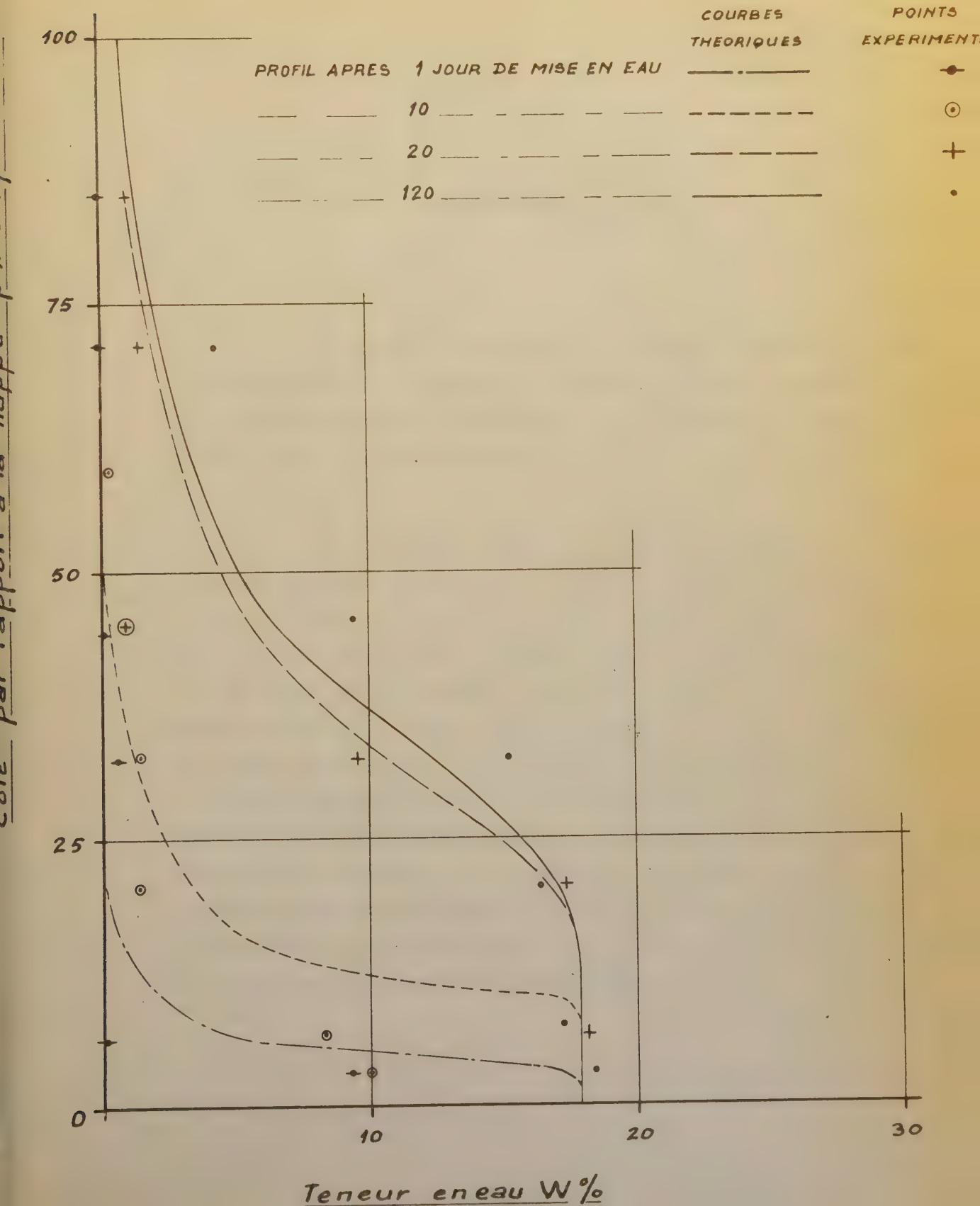


Fig : 519 Répartitions expérimentales et théoriques de l'humidité dans une colonne de sable d'EL-Oued (imbibition.)



CHAPITRE VI

CONCLUSIONS

Dans les matériaux non saturés l'eau se trouve en deux phases : liquide et vapeur. Les deux phases ne sont pas indépendantes et elles sont reliées par les équations d'équilibre thermodynamique.

D'une façon générale, l'eau à l'intérieur des sols se déplace aussi bien en phase liquide qu'en phase vapeur. Nous venons de voir dans cette recherche les forces qui sollicitent l'eau liquide dans un milieu isotherme, et les lois qui contrôlent son mouvement, à l'intérieur des milieux sableux. Dans la nature, les sols sont en général le siège d'un champ thermique, et la migration d'eau est couplée avec un transfert d'énergie à travers le milieu. Ce cas, plus complexe, dépasse le cadre de cette recherche. Cependant, l'étude du mouvement de la phase liquide éclaire le mécanisme des échanges d'humidité dans les sables et c'est dans cet optique que nous voulons tout d'abord dégager les conclusions de cette recherche.

VI.I - Aspect physique du mouvement de l'eau dans les sable

La relation entre le potentiel capillaire, ou l'énergie libre de l'eau, et la teneur en eau, n'est pas univoque, en général : le matériau évolue à l'intérieur d'une surface délimitée par les branches de drainage et d'imbibition. La courbe sur laquelle le matériau se déplace effectivement dépend de son évolution antérieure. Ceci confère à la relation $\Psi(w)$ le caractère d'une fonctionnell

Ces propriétés de la relation $\Psi(w)$ sont susceptibles d'une interprétation en fonction des propriétés géométriques de l'espace interstitiel. On peut en effet rattacher au milieu poreux une fonction $S = S\left(\frac{a}{d}\right)$ reliant le degré de saturation au rayon de courbure moyen des ménisque a et au diamètre moyen d des particules. Ceci nous permet de déduire la porométrie à partir de la courbe de succion.

La relation $\Psi(w)$ ou $S(a)$ traduit un équilibre statique et elle peut être déterminée expérimentalement pour chaque milieu.

L'écoulement à travers un milieu poreux non saturé suit la loi de Darcy. Le coefficient de perméabilité est une fonction de la teneur en eau (ou du degré de saturation du milieu), et n'est plus une constante. La variation du coefficient de perméabilité en fonction du potentiel capillaire est exponentielle.

La variation extrêmement accentuée de la perméabilité avec la diminution de la teneur en eau du corps s'explique par :

- la diminution de la section utile à l'écoulement d'eau.
- la vidange des pores les plus gros, qui sont les plus conducteurs.
- l'allongement du parcours physique de l'eau dans le matériau.

En recourant à un modèle capillaire nous avons pu reproduire l'allure générale des courbes de perméabilité, $k(w)$ ou $k(\psi)$, en faisant intervenir les trois effets ci-dessus.

La diminution de la perméabilité à la phase mouillante entraine une augmentation de la perméabilité à l'air, le matériau étant traversé par deux réseaux continus permettant l'écoulement simultané des deux phases.

La relation $k(w)$ ou $k(\psi)$ n'est pas univoque, et elle a aussi le caractère d'une fonctionnelle, l'histoire antérieure du matériau intervenant pour déterminer la courbe de perméabilité du milieu. Toutefois, l'hystérésis de la perméabilité est moins importante que celle de la succion.

Un montage expérimental a été mis au point pour la détermination du coefficient de perméabilité. Contrairement à ce qui se passe avec la courbe de succion, déterminée dans

des conditions statiques, le coefficient de perméabilité correspond à un équilibre dynamique.

En essayant d'interpréter la variation de la perméabilité en fonction de la teneur en eau par les propriétés géométriques de l'espace interstitiel incorporées dans la relation $\psi(w)$ nous avons constaté un certain nombre d'écart Ces écarts traduisent-ils l'incapacité de la relation statiq $\psi(w)$ à rendre compte du phénomène dynamique qui est la perméabilité, ou simplement l'insuffisance des modèles adoptés pour représenter les milieux poreux ? Nous ne pouvons pas trancher cette question pour le moment.

Dans l'examen du mouvement de l'humidité dans les sols, nous avons constaté que tout transfert d'humidité répond à un gradient de potentiel total, et que la condition d'équilibre correspond à la condition $\psi + z = 0$. Cette condition a été vérifiée sur des colonnes de sable ayant subi des rabattements de nappe, en voie d'humidification ou de réhumidification. La répartition de la teneur en eau d'équilibre dans ces différents cas peut être déterminée à partir de la condition précédente en faisant intervenir la branche de la courbe de succion, appropriée à l'évolution du sol.

Pour établir l'équation fondamentale du mouvement il est nécessaire d'admettre que la relation $\psi(w)$ admet une dérivée. Or, ceci n'est pas le cas général. Ce n'est que dans des circonstances bien particulières que ce cas se vérifie.

En général, l'équation du mouvement n'est pas valable pour tous les points de la masse de sable, mais seulement pour un point donné puisque chaque point décrit une courbe de succion différente. Ceci équivaut à introduire dans l'équation générale un coefficient de diffusivité fonction non seulement de w mais aussi de z. Dans le cas où la fonction Ψ (w) est dérivable, le mouvement de l'eau est équivalent du point de vue mathématique à une diffusion avec D, fonction de w : l'eau se déplace suivant le gradient de concentration de l'humidité, qui coïncide nécessairement en direction et sens avec le gradient de potentiel $\emptyset$. Comme nous le disions plus haut, ceci n'est pas vrai, en général, et on peut avoir des déplacements d'humidité, dans certains cas exceptionnels, à contre gradient d'humidité l'eau suivant, bien entendu, la pente du potentiel $\emptyset$.

Nous avons intégré l'équation générale du mouvement dans le cas où la diffusivité n'est fonction que de la teneur en eau. En général, l'intégration de l'équation lorsque D (w,z) est beaucoup plus complexe, mais non impossible.

On voit que dans la théorie développée la relation Ψ (w) joue un rôle prépondérant, occupant en quelque sorte la position de l'équation d'état dans l'hydrodynamique des fluides. Or, les essais que nous avons effectués, bien qu'ayant conduit à une vérification raisonnable des conséquences de cette théorie, nous ont montré en même temps

la différence essentielle entre la rétention statique et la rétention dans un milieu poreux traversé par un courant liquide. En effet, les configurations de l'eau dans les pores stables en conditions statiques deviennent instables dans des conditions dynamiques. Nous avons pu constater le déplacement graduel d'un corps poreux en équilibre de drainage, vers l'équilibre d'imbibition, à succion constante, sous l'effet d'un courant liquide.

Il y a par ailleurs, des phénomènes de blocage, de retard à l'humidification, qui restent en dehors du cadre de la présente théorie.

En conclusion, nous pouvons dire que nous disposons en ce moment d'un outil permettant d'aborder le phénomène physique des transferts d'humidité dans les sols sableux. Des perfectionnements restent cependant à faire.

VI.2 - Conclusion du point de vue de l'Ingénieur

L'étude précédente a montré que nous pouvons à l'heure actuelle :

I - Déterminer la répartition d'humidité d'équilibre, au dessus d'une nappe phréatique, dans l'hypothèse d'un milieu isotherme. Nous savons par ailleurs, que les corrections à introduire, pour tenir compte des effets thermiques sont négligeables pour les sables.

Ceci nous permet d'aborder le problème routier et de le résoudre. On peut le résoudre même pour d'autres matériaux, argileux ou limoneux (Croney, 1952).

2 - Etudier l'équilibre dynamique dans un sol irrigué ou soumis à une évaporation à la surface. Ceci nous perme d'attaquer le problème de l'irrigation des terres et une partie du problème hydrologique. Nous pouvons par exemple, nous rendre compte de l'influence de la profondeur de la nappe et du degré hygrométrique de l'atmosphère, sur les pertes par évaporation.
Le problème d'irrigation est identique au problème de l'alimentation des nappes.

Tous ces problèmes peuvent être traités avec un appareil réduit. Expérimentalement, il suffit de déterminer les courbes de succion et de perméabilité du sol (celle-ci seulement pour la deuxiè catégorie de problèmes).

3 - Déterminer le temps nécessaire à l'établissement de l'équilibre statique, tout au moins dans certains cas favorables pour lesquels la diffusivité est une fonction de la teneur en eau exclusivement.

L'étude du mouvement variable trouve par ailleurs son terrain d'élection dans l'exploitation des réservoirs d'hydrocarbures où nous avons affaire à un écoulement multi phase.

Pour aborder d'autres problèmes, comme par exemple les échanges d'humidité à travers les murs, le séchage et le conditionnement d'air, le gel et la résistance aux intempéries des pierres naturelles, le retrait et l'évaporation du béton, il est nécessaire de faire intervenir la phase vapeur, et, dans les problèmes de gel, la phase solide de l'eau. Toutefois, l'appareil théorique et expérimental que nous avons présenté dans ce travail permet facilement d'étudier ces problèmes sur une base physique.

A N N E X E I

METHODE DE CALCUL DU MOUVEMENT DE L'EAU DANS LES SABLES

AI.I - Introduction

Dans le Chapitre IV nous avons établi l'équation générale du mouvement de l'eau dans un système. Nous avons ensuite appliqué cette équation à l'étude de l'imbibition des colonnes de sable d'El Oued, les résultats de ces calcu étant donnés sur le graphique 5.I9.

Dans cette annexe, nous allons donner quelques détails sur la méthode d'intégration utilisée. Il s'agit d'équations du type de Fokker Planck généralisées décrivant un phénomène de diffusion dans le champ de la pesanteur. Le coefficient de diffusivité est en général une fonction de la teneur en eau et des coordonnées du point, et dans certains cas, lorsque les différents points du matériau se trouvent sur une même courbe de succion, ce coefficient se ramène à une fonction de la teneur en eau.

La méthode de calcul employée est une méthode d'itération se poursuivant en deux étapes : d'abord la détermination de la solution de l'équation 4.I9, avec les conditions à la limite 5.9. Ensuite, détermination des termes correctifs pour tenir compte de l'effet de la pesanteur. Nous avons employé la méthode de Philip (I955, I957).

AI.2 - Aperçu sur la méthode d'intégration

2.I - Solution de l'équation 4.I8

$$\frac{\partial w_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D \frac{\partial w_v}{\partial z} \right) \qquad (4.I9)$$

avec les conditions à la limite 5.9

$$\begin{aligned} w_v &= 0 \qquad t = 0 \qquad z > 0 \\ w_v &= w_o \qquad z = 0 \qquad t \geq 0 \end{aligned} \qquad (5.9)$$

et avec D fonction de la teneur en eau volumique w_v.

La transformation de Boltzman

$$\varphi = \frac{z}{\sqrt{t}} \qquad (I)$$

permet de ramener l'équation 4.I9 à :

$$-\frac{\varphi}{2} = \frac{d}{d w_v}\left(D \frac{d w_v}{d \varphi} \right) \qquad (2)$$

avec

$$(w_v) = w_o \qquad \varphi = 0$$

$$w_v = 0 \qquad \varphi \to \infty \quad \text{et} \quad \frac{d\, w_v}{d\, \varphi} \to 0 \qquad (3)$$

Par intégration de (2) il résulte

$$\int_0^{w_v} \varphi \, dw_v = -2D \, \frac{dw_v}{d\varphi} \qquad (4)$$

avec

$$w_v = w_o, \quad \varphi = 0$$

Le principe de la méthode d'intégration consiste dans le choix d'une première solution qui est ensuite améliorée par itérations successives. L'équation (4) peut être mise sous la forme aux différences finies suivante en divisant l'intervalle $(w_o, 0)$ en ndw identiques (1) :

$$w_r = w_o - r\, dw \qquad (5)$$

$$\varphi_{r+I} - \varphi_r = 2 \, \frac{D_r + \frac{I}{2}}{I_r + \frac{I}{2}} \qquad (6)$$

(1) Pour simplifier l'écriture, nous omettons le v de w_v dans la suite.

avec

$$\bar{D}_{r+\frac{1}{2}} = \int_{w_{r+I}}^{w_r} D\,dw \Big/ \int_{w_{r+I}}^{w_r} dw \qquad (7)$$

et

$$I_{r+\frac{1}{2}} = \frac{I}{dw} \int_{0}^{w_r} \varphi \, dw - \frac{I}{2} \varphi_r \qquad (8)$$

soit encore :

$$I_{r+\frac{1}{2}} - I_{r-\frac{1}{2}} = -\varphi_r \qquad (9)$$

Les équations 6 et 9 sont à la base de la méthode d'itération; cette méthode se poursuit de la façon suivante :

(I) calculer $\bar{D}_{r+\frac{1}{2}}$ àpartir de $D(w)$

(2) utilisant une première valeur de $I_{\frac{1}{2}}$ et compte tenu que $\varphi_o = 0$, calculer φ_I avec (6)

(3) employer (9) pour déterminer $I_{3/2}$

(4) continuer le calcul en utilisant (6) et (9) successivement.

(5) comparer la valeur donnée pour $I_{n-\frac{1}{2}}$ avec la valeur obtenue par l'expression

$$I_{n-\frac{1}{2}} = \frac{\varphi_{n-I}}{2} + 2\left(\bar{D}_{n-\frac{1}{2}}\right)^{\frac{I}{2}} \frac{\text{ierfc}\left[\varphi_{n-I/2}\left(\bar{D}_{n-\frac{1}{2}}\right)^{I/2}\right]}{\text{erfc}\left[\varphi_{n-I/2}\left(\bar{D}_{n-\frac{1}{2}}\right)^{I/2}\right]} \quad (I1)$$

(6) répéter (2) à (5) avec des valeurs améliorées de $I_{\frac{I}{2}}$ jusqu'à rendre $(I_{n-\frac{I}{2}} - I_{n-\frac{I}{2}})$ suffisamment petit pour pouvoir procéder par interpolation.

Choix de la première valeur de $I_{\frac{1}{2}}$

En déterminant une valeur moyenne de la diffusivité

$$D' = 2\int_{o}^{w_o} D\,\frac{w}{w_o^2}\,dw = \frac{z}{n^2}\sum_{k=0}^{n-I} D_{k+\frac{I}{2}}\left[n-\left(k+\frac{I}{2}\right)\right] \quad (1$$

on peut montrer que

$$I_{\frac{1}{2}} = 2n\left(\frac{D'}{\pi}\right)^{\frac{I}{2}} \quad (I2)$$

Calcul dans le cas du sable d'El Oued

Nous avons divisé l'intervalle (0 - 28,4 %) de teneur en eau volumique en 20 intervalles dw = I,42 %.

La valeur moyenne de D' est $4,3 \times 10^{-2}$ cm2/sec.

Dans le tableau AI.I nous donnons le détail du calcul.

2.2 - Détermination des corrections

La solution de 4.I8 peut s'écrire

$$z = \varphi t^{\frac{I}{2}} + \lambda t + \Psi t^{3/2} + \omega t^{2} \ldots f_m (w)\, t^{m/2} + \ldots \quad (I3)$$

où, d'une façon générale

$$\frac{I}{2} m \int_0^w f_m \, dw = P \frac{d}{dw} (f_m) - R_m \quad (I4)$$

avec la condition

$$w = w_o \qquad f_m = o$$

et où P et R_m sont des fonctions de w, qui peuvent être déterminées à partir de D, φ, λ, Ψ ..... f_m

Les équations du type (I4) sont susceptibles d'une intégration par itération, permettant de déterminer le différents termes φ_1 , φ_2 ...

Nous avons déterminé les termes φ_1 et φ_2 Avec ces valeurs nous avons tracé les courbes de la fig. 5.I9.

Cette solution n'est valable que pour les valeur de t petits, correspondant au domaine de convergence de (I3).

AI. 3 - Conclusion

La méthode de calcul adoptée permet d'obtenir des solutions des équations du mouvement de l'eau, pour les premières phases d'imbibition. Le calcul reproduit très bien l'humidification par front humide.

SABLE D'EL OUED

INTEGRATION NUMERIQUE

w_v %	$\bar{D}_{r+\frac{1}{2}}$ cm2/sec.	$I_{r+\frac{1}{2}}$	$\emptyset_r$	$I_{r+\frac{1}{2}}$	$\emptyset_r$
28,4			0,0000		0,0000
	$I,9 \times I0^{-I}$	4,6800		4,3700	
27,0			0,08I4		0,0870
	$9,I \times I0^{-2}$	4,5986		4,2830	
25,6			0,I2II		0,I296
	$6 \times I0^{-2}$	4,4775		4,I534	
24,2			0,I489		0,I586
	$4 \times I0^{-2}$	4,3286		3,9948	
22,8			0,I674		0,I786
	$2,9 \times I0^{-2}$	4,I6I2		3,8I62	
2I,4			0,I8I2		0,I938
	$2,2 \times I0^{-2}$	3,9800		3,6224	
I9,9			0,I922		0,2059
	$I,7 \times I0^{-2}$	3,7878		3,4I65	
I8,5			0,20I2		0,2I59
	$I,3 \times I0^{-2}$	3,5866		3,2006	
I7,I			0,2087		0,2243
	$I,I \times I0^{-2}$	3,3779		2,9763	
I5,7			0,2I52		0,23I7
	$9,I \times I0^{-3}$	3,I627		2,7446	
I4,25			0,22I0		0,2384
	$7,9 \times I0^{-3}$	2,94I7		2,5062	
I2,80			0,2263		0,2447
	$7,2 \times I0^{-3}$	2,7I54		2,26I5	

w_v %	$\bar{D}_{r+\frac{1}{2}}$ cm2/sec.	$I_{r+\frac{1}{2}}$	$\emptyset_r$	$I_{r+\frac{1}{2}}$	$\emptyset_r$
11,40			0,23I6		0,25II
	$6,6 \times I0^{-3}$	2,4838		2,0I04	
9,95			0,2370		0,2577
	$5,6 \times I0^{-3}$	2,2468		I,7527	
8,52			0,2420		0,264I
	$4,6 \times I0^{-3}$	2,0048		I,4836	
7,I2			0,2465		0,2702
	$3,2 \times I0^{-3}$	I,7583		I,2I84	
5,70			0,2502		0,2755
	$I,5 \times I0^{-3}$	I,508I		0,9429	
4,26			0,2522		0,2787
	$3,6 \times I0^{-4}$	I,2559		0,6642	
2,85			0,2528		0,2798
	$7,9 \times I0^{-5}$	I,003I		0,3844	
I,42			0,2530		0,2802
	$I,9 \times I0^{-5}$	0,750I		0,I042	
0			0,2530		0,2806

A N N E X E 2

BIBLIOGRAPHIE RELATIVE A L'EAU DANS LES SOLS

A.2.I. - GENERAL

BAVER, L.D. - "Soil Physics " John Wiley & Sons Inc., N.Y. I948.

CARMAN, P.C. - "Flow of gas through porous media". Butterworths Scientific Publication, London I956.

EVERETT, D.H. et STONE, F.S. - "The structure and properties of porous materials." Xth Symposium of the Colston Research Society, Butterworths Scientific Publication. London, I958.

FARADAY Society-"Interaction of water and porous materials" Gurney & Jackson, London, I948.

HIGHWAY RESEARCH BOARD - "Water and its conduction in soils Special Report, Nº 40, National Academy of Science, USA.

LYKOV, A.W. -"Transporterscheinungen in Kapillarporösen Korpern." Academie Verlag, Berlin.

MUSKAT, M. - "The flow of homogeneous fluids through porous media." J. Edwards Inc. Ann Arbor (Michigan) Ière édition, 2ème tirage.I946.

SCHEIDEGGER, A-"The physics of flow through porous media." University of Toronto Press. I957.

TCHAFEK, M.W.- "El agua en el suelo." Inst. Nacional de Tecnologia Buenos-Aires, p. 402.

A2.2 - THEORIE GENERALE

2.I) - Potentiel capillaire - Succion - Mouvement de l'eau dans les milieux poreux - Action du champ de température.

AUBERT, M. - "Thermooosmose" - Ann. de Chimie et de Physique, Paris I9I2; pages I45-208 et 55I-82.

BUCKINGHAM E."Studies on the movement of soil moisture." U.S. Depart. of Agriculture, Bull, Nº 38, I907.

CARLIER M. - "Les eaux souterraines en agriculture." Rapport Général. VIème journée de l'Hydraulique Nancy. Société Hydrotechnique de France, I960.

CHILDS E.C.- "Recent advances in the study of water movement in unsaturated soil." 6ème Congrès de la Science du Sol. Vol. I Nº 39 pp.265-74, I956.

CHILDS E.C.- "The physics of land drainage." Chap. I : Drainage of Agricultural Lands. American Soc. of Agronomy. Mad. (Wisc.) USA. I957.

CHILDS E.C.et COLLISGEORGE, N.- "The permeability of porous materials." Proc. Roy. Soc.London, A.20I pp.392-9 I950.

DERYAGUIN B.V. et MELINKOVA M.K.- "Experimental study of the migration of water through the soil under the influence of salt concentration, temperature and moisture gradients." 6ème Congrès de la Science du Sol, Paris. I956. Vol. I

DERYAGUIN B.V., ZACHOVAEVA N.W., MELINKOVA M.K. et NUPIER S.V "Theory of equilibrium and migration of soil moisture at various moisture contents." 6ème Congrès de la Science du Sol, Paris, Vol.I, Nº 42, pp.29I-7, I956.

D.S.I.P., Road Research Laboratory. - "Soil Moisture and the factors governing its measurement." Chap.16, Soil Mechanics for Road Engineers, H.M.S.O. London, 1952.

FERRANDON,J.- "Theorie Générale des écoulements fluides souterrains." Rapport Général. VIème journées de l'Hydraulique, Nancy, Sté Hydrotechnique de France. 1960.

GARDNER W.R. - "Solution of the flow equation for the drying of soils and other porous media." Proc. Soil. Sc. Soc.of America, Nº 3 pp. 183-7 1959.

GURR, C.G. MARSHALL T.J., et HUTTON J.T. - "Movement of water in soil due to a temperature gradient" Soil. Sc. Vol.74, 5, pp.335 48, 1952.

HABIB P et SOEIRO F. - "Les mouvements de l'eau dans les sols sous l'influence de la température." Cahiers de la Recherche, Eyrolles, Paris, p.56 1957.

HAINES W.B. - "Studies in the physical properties of soils" IV A further contribution to the theory of capillary phenomena in soil. The Journal of Agr. Sc. XVII, p. II, 264-290, 1927.

HALLAIRE M. - "Diffusion capillaire de l'eau dans le sol et répartition de l'humidité en profondeur sous sols nus et cultivés." Thèse de la Faculté des Sciences de Paris. 1953.

HAUK R.J. - "Water vapour transfer in dry soil" 1958.

IRMAY S. - "On the hydraulic conductivity of unsaturated soils" Trans. Amer Geophy. Un., Vol. 35, Nº 3 pp. 463-67, 1954

JENNINGS J.E., HEYMANN P.R.B. et WOLPERT L. - "Some Laboratory studies of the migration of moisture in soils under temperature gradients." Na . Build. Res. Inst. Bull. Nº9, pp.29-46.

JONES H.E. et KOHNKE H. - "The influence of soil moisture tension on vapour movement of soil water." Proc. Soil. Sc. Soc. of America. Vol. I6. Nº 3 pp. 245-8, I952.

JUMIKIS A.P. - "Succion force in soils upon freezing." Proc. Amer. Soc. Civil. Engr. June I954, Sep. 445 pp.

KUZMAK J.M. et SEREDA P.J. - "The mechanism by which water moves through a porous material subjected to a temperature gradient." I et II Soil. Sc., 84, 29I-9 et 4I9-22, I957.

LEROY, PLUCHET, VILLAIRE - "L'énergie de liaison de l'eau. Applications." Journées du Gaz et des Matériaux humides. I.F.C.E. Paris, I959.

MILLER E.E et MILLER R.D. - "Theory of capillary flow." I et II Proc. Soil. Sc. Soc. Amer. Juil.I955.

MOORE R.E. -"Water conduction from shallow water tables" Hilgardia Vol. I2, Nº 6, pp.383-426, I939.

OSTASHEV N.A. - "The law of distribution of moisture in soils and methods for the study of the same." Proc. Ist International Conf. Soil Méchanics., Vol. I, I936.

PENMAN H.L. - "Gas and vapour movement in the soil." J. Agr. Sc. Vol. 30, 437-62 et 570-8I, I940.

PHILIP J.R. et DE VRIES D.A. - "Moisture movement in porous materials under temperature gradients." Trans. Amer. Geophy. Un. Vol. 38, Nº 2, pp. 222-32, I957.

RICHARDS L.A. - "Capillary conduction of liquids through porous media." Physics, Vol. I, pp. 3I8-33, I93I.

ROLLINS R.L., SPANGLER M.G. et KIRKHAM, D. - "Movement of soil moisture under a thermal gradient." High. Res. Board. Proc., Vol.33, pp. 492-508 I954.

RUSSEL M.B.- "The utility of the energy concept of soil moisture." - Proc. Soil Sc. soc. of America, 7, 90-4, I942.

SCHOFIELD R.K.- "The pF of water in soil." - Trans. 3rd Int. Cong. Soil. Sciences, Vol. 2, pp. 37-48 I925.

SMITH W.O. - "Thermal conductivities in moist soil". Proc. Soil. Sc. Soc. Am. pp.32-40,I939.

DE VRIES D.A. - "Some remarks on heat transfer by vapour movement in soils." 4th Int. Cong. Soil. Sc. Holland I950, Trans. Vol. II, pp. 38-4I.

DE VRIES D.A. - "The thermal conductivity of granular matérials." - Inst. Int. du Froid. Commissions Intern. I-2 Louvain, I952.

DE VRIES D.A. - "Simultanaeous transfer of heat and moisture in porous media." I958.

WOODSIDE W. - "Water vapour permeability of porous media." Canad. J. Phys. I959, p. 4I3-6.

WOODSIDE W et KUZMAK J.M. - "Effect of temperature distribution on moisture flow in porous materials." Trans. Amer. Geophys. Un. Vol. 39, Nº 4, pp. 676-80, I959.

WORDSWORTH H.A. - "An interpretation of the moisture content - Surface force curve for soils." Soil Sc., Vol. 58 (3), pp. 225-42, I944.

WYLLIE M.R.J. et SPANGLER M.B.- "Application of electrical resistivity measurements to problem of fluid flow in porous media." - Bull. Amer. Ass. Petr. Geologists, Vol. 36, Nº 2, pp. 359-403.

2.2 - Thermodynamique de l'eau dans les corps poreux.

ADAM N.K. "The physics and chemistry of surfaces." Clarendon Press, Oxford., I930.

BABCOCK K.L. et OVERSTREET R. - "Thermodynamics of soil moisture, a new application." Soil Sc. Oct. I955, Vol.80, Nº 4, pp. 257-63

DE BOER - "The dynamical character of adsorption." Clarendon Press, Oxford. I953.

DE BRUYN C.M.A. - "The mechanism of heaving". Trans. South African Inst. Civ. Eng. Vol. 5, Nº 9, pp. 273-8, I955.

CHATELAIN J. - "Thermodynamics of soil moisture" Soil Science, Vol. 67, pp. 305-9, I949.

CRONEY D. et COLEMAN J.D. - "Soil thermodynamics applied to the movement of moisture in road foundation." Proc. 7th Int. Cong. Appl. Mech. Vol. 3 pp. I63-77, I948.

DAY P. - "The moisture potential of soils." Soil Sc. Vol. 54, Nº 6, pp. 39I-400, I942.

EDLEFESEN N.E. et ANDERSON, A.B.C. - "Thermodynamics of soil moisture." Hilgardia. Vol. I5, Nº 2, pp. 3I-298, Berkeley, USA, I943.

GARDNER W. et CHATELAIN J. - "Thermodynamic potential and soil moisture." Proc. Amer. Soc. Soil Sc., Vol. 11, pp. I00-2, I947.

GARDNER W.H., GARDNER W.A. et GARDNER W. - "Thermodynamics and soil moisture." Soil Sc. Vol. 72, pp. I0I-5, I95I.

DE GROOT S.R. - "Thermodynamic of irreversible processes." North Holl. Publ. C., Amsterdam, I958.

HARKINS W.D. - "The physical chemistry of surface films" Reinhold Publ. C., N.Y., I952.

LEDOUX - "Adsorption des gaz et vapeurs. Applications industrielles." Béranger, Paris, I948.

LOW P.F. et DEMING J.M. - "Movement and equilibrium of water in heterogeneous systems with special reference to soils." Soil. Sc., Vol. 75, Nº 3, Mars I953. pp. I87-207.

ONSAGER L.-"Reciprocal relations in irreversible processes." I et II Physical Review. Vol. 37, 2nd series, pp. 405-426 et Vol. 38, pp 2265-79, I93I.

ROBINS J.B."Some thermodynamic properties of soil moisture." Soil Science, Vol. 74, Nº 2, p. I27, I952.

TAKAGI S. -"Theoretical considerations on the thermodynamic and kinematic properties of soil moisture. Monograph on theoretical soil physics. Spec. Sc. Rep. of Faculty of Agr. Tokyo, I952.

TAKAGI S. -"Thermodynamics of the capillary rise of soil moisture and Neuman's potential of capillarity." Trans. of the IVth Int. Cong. Of Soil Sc. Leopoldville, Vol. II, pp. I35-I57.

2.3 - Méthodes mathématiques

CRANK J. - "The mathematics of diffusion." Clarendon Press, Oxford. pp. 347, I956.

KLUTE A. - "Numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials." Soil. Sc. Vol. 73, pp.347, I956.

NEWMAN A.B "The drying of porous solids : diffusion calculations.' Trans. Amer. Inst. Chem. Engineers Vol. 27.

PHILIP J.R-"Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration dependent." Faraday Sty. Vol. 5I, Nº 7, July I955, pp. 885-892, I955.

PHILIP J.R- Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration dependent." Part. II, Austral, J. of Phys. Vol. IO, pp. 22-42.

2.4 - Propriétés des milieux poreux et des fluides retenus

CARMAN P.C."Properties of capillary held liquids." J. Phys. Chem. Vol. 57, pp. 56-64, I953.

DALLAVALLE J.M. - "Micromeritics - The technology of fine particles." Pitman & Sons Ltd, London, p. 555, I948.

DORSEY H.E "Properties of ordinary water substance." Reinhold Publ. Corp. N.Y., p. 673, I940.

GRIM R.E. - "Clay mineralogy" - Mac Graw Hill , USA, I953.

IFLY R. - "Etude physique de l'écoulement des fluides dans les milieux poreux". VIème Journées de l'Hydraulique, S.H.F., Nancy, I960.

KRUYT A.R. - "Colloid Science, Vol. I, Irreversible systems." Elsevier Publ. C. Amsterdam, I952.

PURI, A.N. - "Soils, their physics and chemistry." Reinhold Publ. Corp. N.Y., p. 550, I949.

THOMAS A, ALBA S, COURAUD G - "Contribution aux méthodes d'étude des milieux poreux". VIème Journées de l'Hydraulique, S.H.F., Nancy, I960.

A.2.3 - METHODES EXPERIMENTALES

BLAKE G.R. et PAGE J.B. - "Direct measurement of gaseous diffusion in soils." Proc. Soil. Sc. Soc. Am. Vol. I3, pp. 37-42, I948.

BRUCE R.R. et KLUTE A. - "The measurement of soil moisture diffusivity." Proc. Soil. Sc. of Am. Vol. 20, N. 4, pp. 458-62, I956.

CALVET E. - "Microcalorimétrie. Applications physico-chimiques et biologiques." Masson et C., Paris p. 395, I956.

CASARI R. - "La métrologie de l'air et des gaz humides." Journées du Gaz et des Matériaux humides, I.F.C.E. Paris, I959.

CRONEY D., COLEMAN J.D. et BRIDGE P.M. - "The suction of moisture held in soil and other porous materials." R. Res. Tech. Paper, Nº 24 - DSIR. London I952.

GARDNER W.R. - "Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data." Soil Sc. Soc.Proc. Vol. 20 Nº 3, pp. 317-20, 1956.

JACKSON R. et DONKIRKHAM - "Method of measurement of the real thermal diffusivity of moist soil." Proc. Soil. Sc. Amer. Vol. 22, pp. 479-82. 1959.

MILLER E.I. et ELRICK D.E. - "Dynamic determination of capillary conductivity extended for non negligible membrane impedance." Soil Soc. of Am. Proc. Vol. 22, Nº 6, pp. 483-6, 1952.

RICHARDS L.A. - "Pressure membrane apparatus, construction and use." - Agricultural eng. 28, pp. 451-54 1947.

TAYLOR S.A."Oxygene diffusion in porous media as a measure of soil aeration." Proc. soil. Sc. Soc. Am. pp. 51-61, 1949.

VAN BAVEL C.H.M. - "Gaseous diffusion and porosity in porous media." Soil Sc. Vol. 73, Nº 2, pp. 21-104, 1952.

VERON M. - "Cours de thermique industrielle au C.N.A.M." 3ème année Paris, 1959.

DE VRIES D.A. et PECK A.J. - "On the cylindrical probe method of measuring thermal conductivity with special reference to soils." Australian Journal of physics, Vol. 2, Nº 2, pp. 255-271, 1958.

A2.4 - APPLICATIONS

4.I - Mécanique des sols

ARIS R. - "Application de la théorie de la succion à l'étude des échanges d'eau entre une nappe libre et l'atmosphère." Terres et Eaux, Nº 29. Alger, I957.

BLACK W.P.M., CRONEY D. et JACOB J.C. - "Field studies of the movement of soil moisture." Road Res. Tech. Paper Nº 4I, D.S.I.R., HMSO London I958.

BUYSSENS F.J.P. - "La répartition de l'eau dans les sols." Centre de Recherches Routières, Bruxelles I958.

CRONEY D. -"The movement and distribution of water in soils." Geotechnique, Mars I952.

CRONEY D.,-LEWIS V et COLEMAN J.D. - "Calculation of the moisture distribution beneath structures." Civ. Eng. and Publ. Works Review, Février I950.

DERVIEUX F."Etude du renouvellement de la nappe. Contribution - l'étude des phénomènes capillaires dans un milieu pulvérulent." Terre et Eaux, Nº 29, Alger I957.

HILF J.M.- "An investigation of pore water pressure in compacted cohesive soils." - Tech. Mem. 654, Bureau of Recl. Denver USA. I956.

JENNINGS J.E. - "Foundations for buildings in the Orange Free State Goldfields." Nat. Bldg. Res. Inst. the J. of S. Af. Inst. Eng. Vol. 48, pp.87-I4I, Pretoria, I950.

ROAD RESEARCH LABORATORY - "Soil méchanics for road Engineers." - HMSO, Londres, I952.

South African Institute of Civil Eng. - "Symposium on expansive clays "Trans. S.A. Inst. Civ. Eng. Sept. Dec. I957, June I958.

SOEIRO, F.A. - " Succion " Ann. de l'ITBTP, Paris, Fev.I957.

SOEIRO F.A. et MARECHAL J.C. - "Propagation de l'humidité dans les sols et dans les matériaux de construction". Journées des gaz et matériaux humides. Inst. Fr. des Comb. et de l'En. Paris I959.

VAN DEN HEEVER - "Temperature moisture content and electrical potential measurements in the soil under a house at Leeuwhof, Vereeniging, N.B. R.I. Pretoria, I955.

4.2 - Matériaux de construction

GLASER H - "La condensation de l'humidité dans les parois poreuses par diffusion de la vapeur." Journées du Gaz et Matériaux humides, I.F. C.E. Paris, I959.

JOHANSSON C.H. - "Theoretical investigation of the effect of capillary succion on transfer of moisture in hygroscopic materials." - Trans. of the Royal Inst. of Techn. Nº 20, Stockholm, I948.

KRISCHER, WISSMAN et KAST - "Feuchtigkütsein Wirkungen Baustoffe aus der ungebenden Luft." Gesundheits Ingenieur, Hefts I29 I47, I958.

KRISCHER et ROHNALTER - "Warmeleitung und Dampfdiffusion in feuchten Gutern." V.D.I. Forschungs, Heft 402, I940.

L'HERMITE R. - "Idées actuelles sur la technologie du béton". ITBTP, I955.

MANDEL J. - "Essai sur la mécanique physique des pseudo-solides (Terre, Béton) " - Annales des Ponts & Chaussées. 120, 2, pp. 245-312, 1950.

NEWITT D.M. et COLEMAN M. - "The mechanism of the drying of solids. Part III - Trans. Inst. Chem. Eng. Vol. 30, 1952.

OLIVER T.R. et NEWITT D.M. - "The mechanism of the drying of solids. Part II - Trans Inst. Chem. Eng. Vol. 27, p. 9, 1949.

PEARSE J.F., OLIVER T.R. et NEWITT D.M. - "The mechanism of the drying of solids. Part I " - Trans. Inst. Chem. Eng. Vol. 27, p. 1, 1949.

POWERS T.C. - "Résistance au gel du béton jeune". Cahiers de la Recherche Théorique et Expérimentale pour les matériaux et les structures n. 4, 1957.

RILEM "Effet du gel dans les matériaux de construction". Colloque de Paris. Cahiers de la Recherche Théorique et Expérimentale pour les matériaux et les structures n. 8 et 9, 1959.

4.3 - Hydrologie et climatologie

ARCHAMBAULT J. - "L'alimentation des nappes en Afrique Occidentale". VIème Journées de l'Hydraulique Nancy. Sté Hydrotechnique de France, 1960.

DROUIN G -"Aspects divers de l'hydrologie en région désertique". - Terres et Eaux. 21, 20, 29, 1954.

GEIGER R -"The climate near the ground". Havard Univ.Press Cambridge (Mass) 1957.

HIDE J.C. - "Observations en factors influencing the evaporation of soil moisture". Proc. Soil. Sc. Am. Vol. I8 n. 3 pp. 55-6I, I954.

PENMAN H.L.-"Evaporation over the British Isles. Quat.J.Roy Met. Soc., I950, 76 (330) 372-83.

PHILIP J.R.-"Some recent advances in hydrologic physics". J. Inst., Eng. Aust. Vol. 26, pp. 255-9, I954.

PHILIP J.R.-"Evaporation and moisture and heat fields in the soils". Journ. of Meteorology. Vol. I4 pp. 354-366, I957.

TODD O.K. - "Ground water hydrology". John Wiley & Sons N. Y I959.

4.4 - Applications industrielles

a) - Industrie du pétrole

Comptes-rendus des VIème Journées de l'Hydraulique. Nancy I960. Question 6 :
Hydraulique des nappes de pétrole et réservoirs souterrains de gaz.

MUSKAT M. "The principles of oil production" Mc Graw Mc Graw Hill N Y I949.

b) - Séchage air humide matériaux humides

Comptes rendus des VIème Journées Int. des gaz et matériaux humides - I F C E Paris I959.

ECKERT - "Introduction to the transfer of heat and mass" Mc Graw Hill N.Y. pp. 257.

HOURS. R.- "Application de la radioactivité. L'Hydraulique souterraine". 6ème Journées de l'hydraulique S.H.F. Nancy. I960.

INGERSOLL, ZOBEL, INGERSOLL - "Heat conduction with engineering geological and other applications". The Univ. of Visconsin Press. Madison, I954.

KRISCHER O -Les principes physiques qui régissent le calcul prévisionnel des temps de séchage". Journées des gaz et Mat. Hum. I.F.C.E., Paris I959.

LYKOV A.W.-"Expérimentale und theoretische Grundlagen der Trocknung". Akademische Verlag, Berlin I955.

PAPIER R. -"Adsorption et adsorbants. Application à la dessication des fluides". - Journées des Gaz et Mat. Hum. I.F.C.E., Paris I959.

TABLE DES MATIERES

Page

Remerciements

Notations

Introduction I

CHAPITRE I - Généralités sur l'eau dans les sols 4

I.I- Concepts relatifs à l'eau dans les sols - Historique 5

I.2- Objet de la présente recherche IO

CHAPITRE II - Le système eau-sol : potentiel capillaire ou succion. 11

2.I- Introduction - Définitions préliminaires. 11

2.2- Le potentiel capillaire I4

2.3- Propriétés des milieux sableux étudiés 2I

2.3.I- Sable de Fontainebleau 2I

2.3.2- Sable d'El Oued 22

2.4- Etude expérimentale de l'énergie libre du système eau-sable 23

2.4.I - Méthodes expérimentales 23

2.4.2 - Courbes de succion 26

2.5- Discussion et interprétation de la relation succion - teneur en eau 29

CHAPITRE III- Perméabilité des milieux non saturés 36

3.I- Introduction 36

3.2- Etude expérimentale de la perméabilité des sables 37

3.2.I- Montage expérimental 37

3.2.2- Résultats expérimentaux 40

3.3- Interprétation physique du coefficient de perméabilité des sables 42

3.3.I- Modèle de Kozeny modifié 44

3.3.2- Méthode statistique 53

3.4- La relation k (w) ou k (s) - Discussion 57

CHAPITRE IV - Mouvement de l'eau dans les sols isothermes 59

4.I- Considération théorique sur le mouvement de l'eau dans les corps poreux - Equations fondamentales 59

4.2- Détermination expérimentale du coefficient de diffusivité 68

4.2.I - Principe de la mesure - Montage expérimental 69

4.2.2 - Résultats des essais 74

4.3- Discussion des résultats d'essais - Comparaison avec les valeurs théoriques 75

CHAPITRE V - Etude expérimentale des profils hydriques dans des colonnes de sable. 83

5.I- Introduction 83

5.2- Dispositif expérimental et méthode de mesure. 84

5.2.I - Colonnes expérimentales 84

5.2.2 - Mesure de la teneur en eau avec la sonde à radioisotopes 87

5.2.2.I - Principe de la méthode 88

5.2.2.2 - Etude du dispositif de mesure et étalonnage de la méthode 89

5.2.2.3 - Application à la détermination des profils de teneur en eau 9I

5.2.3 - Mesure de la pression de l'eau dans les pores 96

5.3- Description et résultats des essais 97

5.3.I - Colonnes en drainage 97

5.3.I.I - Courbe des débits 97

5.3.I.2 - Profils de teneur en eau 99

5.3.I.3 - Répartition de la pression de l'eau des pores I00

5.3.2 - Colonnes en imbibition I0I

5.3.2.I - Courbe des débits I0I

5.3.2.2 - Profils de teneur en eau I03

5.3.2.3 - Répartition de la pression de l'eau des pores I04

5.4 - Interprétation et discussion des résultats de l'eau dans les sables I05

CHAPITRE VI - Conclusions I09

6.I - Aspect physique du mouvement de l'eau dans les sables II0

6.2 - Conclusion du point de vue de l'Ingénieur II4

o o o

ANNEXE I - Méthode de calcul du mouvement de l'eau dans les sables II7

AI.I - Introduction II7

AI.2 - Aperçu sur la méthode d'intégration II8

2.I - Solution de l'équation 4.I8 II8

2.2 - Détermination des corrections I22

AI.3 - Conclusions I23

ANNEXE 2 - Bibliographie sur l'eau dans les sols I24

A2.I - Général I25

A2.2 - Théorie générale I26

2.I - Potentiel capillaire ou succion
Mouvement de l'eau dans les milieux poreux
Action des champs thermiques I26

2.2 - Thermodynamique de l'eau dans les corps poreux
Aspects physico-chimiques du système eau-sol I30

2.3 - Méthodes mathématiques I32

2.4 - Milieux poreux et propriétés des fluides retenus I32

A2.3 - Méthodes expérimentales I33

A2.4 - Applications I35

4.I - Mécanique des sols I35

4.2 - Matériaux de construction I36

4.3 - Hydrologie et climatologie I37

4.4 - Applications industrielles - Séchage, air humide, pétrole. I38

FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE PARIS

- P R O F E S S E U R S -

Doyen .... M. ZAMANSKY

JULIA	T	Analyse supérieure et Algèbre supérieure
BROGLIE	T	Théories physiques
ENANT	T	Anatomie et Histologie comparées
ASSE	T	Evolution des êtres organisés
EVOST	T	Chimie organique
AUDRON	T	Chimie appliquée
ART	T	Minéralogie et Cristal.
ISSIER	T	Zoologie
NGENOT	T	Biologie Vég. (Orsay)
GER	T	Physique quantique et Relativité
NNIER	T	Physiologie Générale
VETEAU	T	Paléontologie
CARD	T	Physique (E.N.S.)
RTAN	T	Mathématiques (E?N.S.)
FFITTE	T	Chimie générale
VARD	T	Géométrie supérieure
ULOMB	T	Physique du Globe
lle COUSIN	T	Biologie Animale (SPCN)
RETIEN	T	Chimie minérale
ACH	T	Zoologie
STLER	T	Physique (E.N.S.)
HRUSSI	T	Génétique
VIERE	T	Géologie SPCN et sédim.
UTHERET	T	Biologie Vég. (P.C.B.)
CAS R.	T	Recherches Physiques
OMAS A.	T	Biologie cellulaire
ARNULF	T	Optique appliquée
MORAND	T	Physique Enseignement
SOLEILLET	T	Physique (P.C.B.)
FORTIER	T	Mécanique exp. des fluides
DANJON	T	Astronomie
PETIT	T	Biologie maritime
QUENEY	T	Météorologie et dynamique atmosphérique
GALLIEN	T	Embryologie
EICHHORN	T	Botanique
DE CUGNAC	T	Biologie végétale (SPCN)
Melle CAUCHOIS	T	Chimie Physique
THELLIER	T	Physique du Globe
L'HERITIER	T	Biologie Générale (Orsay)
GRIVET	T	Radioélectricité (Orsay)
PONCIN	T	Mécanique Générale
DUBREIL	T	Arithmétique et théorie des Nombres
QUELET	T	Chimie Organique
CAGNIARD	T	Géophysique appliquée
CHAMPETIER	T	Chimie macromoléculaire
CUVILLIER	T	Micropaléontologie
JUNG	T	Pétrographie
TRILLAT	T	Microscopie et diffraction électronique
WIEMANN	T	Chimie organique et struc.
JACQUINOT	T	Spectroscopie et physique céleste (Orsay)
VASSY	T	Physique de l'atmosphère
DESTOUCHES	T	Théories Physiques
AMIEL	T	Chimie Générale
HOCART	T	Minéralogie et Cristallog.

J.P. MATHIEU	T	Physique (Optique)
COUTEAUX	T	Biologie animale (P.C.B.)
MAY	T	Zoologie (Orsay)
CHOQUET	T	Théorie des fonctions et Topologie
FELDMANN	T	Biologie végétale marine
GUINIER	T	Physique des Solides (Orsay)
JOST	T	Physiologie comparée
FORTET	T	Calcul des Probabilités et Physique mathématique
SCHWARTZ	T	Calcul diff. et intégral
CHOUARD	T	Physiologie végétale
MALAVARD	T	Aviation (Techn. Aéronaut.)
BRELOT	T	Calcul diff. et intégral
NORMANT	T	Synthèse organique générale
BENARD	T	Chimie Minérale
BUVAT	T	Botanique (E.N.S.)
DUGUE	T	Statistiques Mathématiques
SOULAIRAC	T	Psychophysiologie
ULRICH	T	Physiologie Végétale
MARECHAL	T	Optique théorique et appl.
KIRRMANN	T	Théories chimiques
CHADEFAUD	T	Botanique
Melle LE BRETON	T	Physiologie de la nutri.
SALEM	T	Mathématiques générales
LELONG	T	Applic. de l'analyse à la géométrie
DEVILLERS	T	Anatomie et Histologie Comp.
EHRESMANN	T	Topologie Algébrique
FRANCON	T	Physique (S.P.C.N.)
GLANGEAUD	T	Géographie phys. et Géologie dynamique
GODEMENT	T	Mathématiques (M.P.C.)
PISOT	T	Tech. Mathém. de la Phys.
ROCH	T	Géologie
SCHATZMAN	T	Astrophysique
TERMIER	T	Paléontologie stratig.
ZAMANSKY	T	Mathématiques générales
LENNUIER	T	Physique (M.G.P.)
RIZET	T	Génétique (Orsay)
ROUTHIER	T	Géologie appliquée
Mme TONNELAT	T	Physique théorique
DIXMIER	T	Mathématiques (M.P.C.)
SOUCHAY	T	Chimie générale
AIGRAIN	T	Electrotechnique général
BRUSSET	T	Chimie systématique
M. LEVY	T	Physique théorique des hautes énergies (Orsay)
Mme CHAIX	T	Chimie biologique
Mme HUREL-PY		Biologie végétale (PCB)
PIAUX	T	Chimie (M.P.C.)
BRUN	T	Mécan. théorique des fluides
LEDERER	T	Chimie biologique
Mme DUBREIL	T	Mathém. (Agrégation)
Mme LELONG	T	Mathématiques (E.N.S.)
BELLAIR	T	Géologie (S.P.C.N.)
COTTE	T	Physique électricité
DUBOIS J.E.	T	Chimie organique
LAMOTTE	T	Zoologie (E.N.S.)
MICHEL A.	T	Chimie minérale (Orsay)
OLMER	T	Energétique générale
ROUAULT	T	Electricité (Orsay)
GAUTHIER	T	Mécanique appliquée
BARCHEWITZ	T	Chimie Physique
BROSSEL	T	Physique atomique
BUSER		Physiologie comparée
CAMUS		Physiologie vég. BMPV
CASTAING	T	Physique (Orsay)
CURIEN	T	Minéralo. et Cristallog.
MOYSE	T	Physiologie vég. (Orsay)
NOIROT		Evolution des Etres Org.
PANNETIER	T	Chimie générale (Orsay)
POSSOMPES	T	Zoologie
PULLMANN	T	Chimie théorique
TEILLAC	T	Physique Nucl. et Radioactivité
TONNELAT	T	Biologie Physico-Chim.
VILLE	T	Econométrie
WILLEMART		Chimie (P.C.B.)
DODE	T	Chimie (Orsay)
FREYMANN	T	Recherches Physiques

NOCHET	T	Biol. Vég. SPCN (Orsay
LET	T	Chimie (P.C.B.)
le JOSIEN	T	Chimie S.P.C.N.
VALLEY	T	Géométrie algébrique et théorie des groupes
OULT	T	Electronique (Orsay)
PELLE	T	Physique (Orsay)
ANGE	T	Mathématiques (Orsay)
Y	T	Mathématiques Géné. Orsay
MAIN	T	Mécan. théorique des fluides
AS G	T	Géologie
ARD	T	Chimie Physique
THELOT	T	Physique fondamentale des hautes énergies (Orsay)
CART	T	Météorologie et Phys. de l'Atmosphère
ALBE-FESSARD		Psychophysiologie
EDEL		Physique des solides (Orsay)
JULIA		Etudes des moléculaires naturelles complexes
DER	T	Biol. animale (SPCN) Orsay
AT		Physico-chimie des radio-éléments
le QUINTIN	T	Electrochimie
OD	T	Chimie du métabolisme
OIT	T	Physiol. Animale (Orsay)
POSSEL	T	Analyse numérique
RLOT	T	Chimie analytique
SSINSKY	T	Radiochimie
EE	T	Physiol. vég. BMPV (Orsay)
RIN	T	Chimie M.P.C.(Orsay)
TELET M.		Chimie (P.C.B.)
N	T	Physique Nucléaire (Orsay)
TLER	T	Physique S.P.C.N.
HEL L.		Phys. théor. des hautes énergies (Orsay)
GERARD		Zoologie (Orsay)
TEIN		Electronique (Orsay)
ISSIERES		Chimie des Radioéléments (Orsay)
COUTURE		Thermodynamique et Méc. Physique
RGANOFF	T	Astronomie (Orsay)
RY	T	Mécanique céleste
ELLENBERGER	T	Géologie appli.s/ le terr.
FRANC		Biol. Animale (P.C.B.)
SCHNELL		Botanique tropicale (Orsay)
STOLKOWSKI		Physiologie générale
ACHER		Chimie Biol. (Orsay)
BAUDOIN		Biologie animale P.C.B.
BEAUMONT		Biologie animale SPCN
BLAMONT		Géophysique Ionosphère
BOURREAU		Botanique
CURIE D.		Physique (M.G.P.
DURAND-DELGA		Géologie
FREON	T	Chimie organique (Orsay)
HELLER		Physiologie végétale
TORTRAT		Calcul des probabilités
CAILLEUX		Géologie (S.P.C.N.)
MAGNAN	T	Physique (S.P.C.N.)
DAUDEL	T	Mécanique ondulatoire appl. à la chim. théor. et à la phys. nucléaire
Melle FOURCROY		Biol. végétale (S.P.C.N.)
Mme CHOQUET-BRUHAT	T	Méc. Analytique et Méc. céleste
Melle VEIL		Physiologie générale
LWOFF	T	Microbiologie
SIESTRUNCK	T	Mécan. Phys. et Expérimentale
LACOMBE	T	Métallur. des métaux nucl.
BROCHARD	T	Physique P.C.B. (Orsay)
CABANNES	T	Mécanique générale
LESIEUR	T	Mathématiques MPC (Orsay)
MAZET	T	Mécanique générale (Orsay)
CAIRE		Géographie phys. et Géol. Dynamique
COMOLET	T	Mécanique des fluides
CORABOEUF		Physiologie animale
DELLOUE		Physique de l'exosphère
GORENFLOT		Botanique II (Orsay)
HOUILLON		Biologie animale P.C.B.
JULLIEN J.		Chimie P.C.B.
MALGRANGE	T	Tech. Math. de la Phys.
OLIVIER		Antropologie
NOZERAN	T	Botanique II (Orsay)
BLANC-LAPIERRE		Physique ENS. (Orsay)
CHEVAUGEON	T	Botanique (Orsay)
KAHANE	T	Mathématiques (Orsay)
SAMUEL	T	Mathématiques ENS. féminines

SECRETAIRE GENERAL ... R. POULLAIN.

DEUXIEME THESE

Propositions données par la Faculté

" RHEOLOGIE DES SOLS "

Vu et approuvé :
Paris le 29 Mai 1962
le Doyen de la Faculté des Sciences,

Marc ZAMANSKY

VU
et Permis d'imprimer:

Le Recteur de l'Académie
de Paris,

Jean ROCHE